This is a digital copy of a book that was preserved for generations on library shelves before it was carefully scanned by Google as part of a project to make the world's books discoverable online.

It has survived long enough for the copyright to expire and the book to enter the public domain. A public domain book is one that was never subject to copyright or whose legal copyright term has expired. Whether a book is in the public domain may vary country to country. Public domain books are our gateways to the past, representing a wealth of history, culture and knowledge that's often difficult to discover.

Marks, notations and other marginalia present in the original volume will appear in this file - a reminder of this book's long journey from the publisher to a library and finally to you.

Usage guidelines

Google is proud to partner with libraries to digitize public domain materials and make them widely accessible. Public domain books belong to the public and we are merely their custodians. Nevertheless, this work is expensive, so in order to keep providing this resource, we have taken steps to prevent abuse by commercial parties, including placing technical restrictions on automated querying.

We also ask that you:

+ *Make non-commercial use of the files* We designed Google Book Search for use by individuals, and we request that you use these files for personal, non-commercial purposes.

+ *Refrain from automated querying* Do not send automated queries of any sort to Google's system: If you are conducting research on machine translation, optical character recognition or other areas where access to a large amount of text is helpful, please contact us. We encourage the use of public domain materials for these purposes and may be able to help.

+ *Maintain attribution* The Google "watermark" you see on each file is essential for informing people about this project and helping them find additional materials through Google Book Search. Please do not remove it.

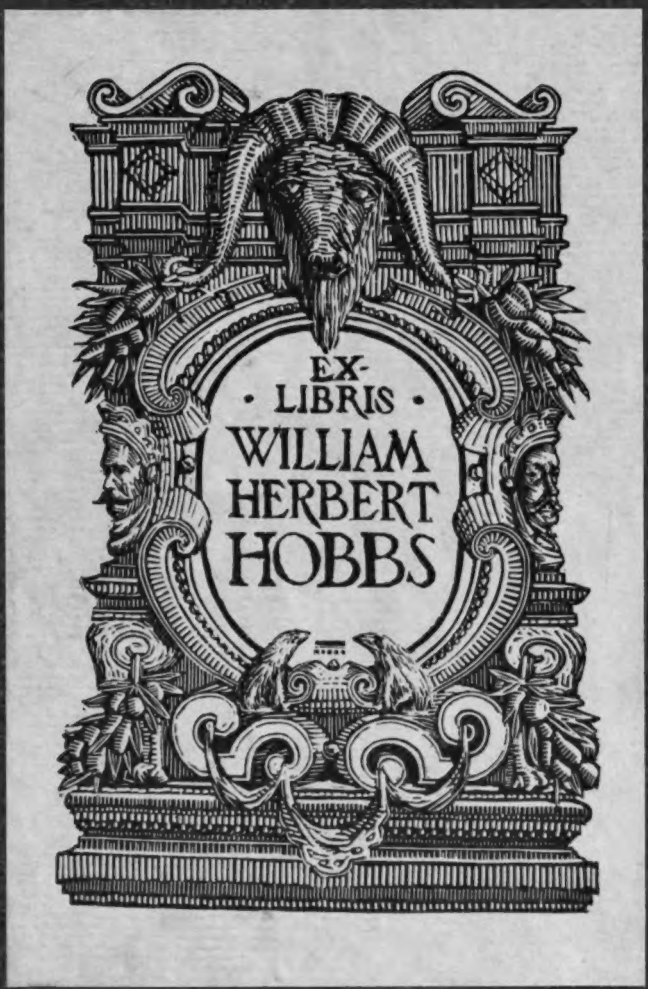
+ *Keep it legal* Whatever your use, remember that you are responsible for ensuring that what you are doing is legal. Do not assume that just because we believe a book is in the public domain for users in the United States, that the work is also in the public domain for users in other countries. Whether a book is still in copyright varies from country to country, and we can't offer guidance on whether any specific use of any specific book is allowed. Please do not assume that a book's appearance in Google Book Search means it can be used in any manner anywhere in the world. Copyright infringement liability can be quite severe.

About Google Book Search

Google's mission is to organize the world's information and to make it universally accessible and useful. Google Book Search helps readers discover the world's books while helping authors and publishers reach new audiences. You can search through the full text of this book on the web at http://books.google.com/

Theoretische Geologie

Eduard Reyer



Digitized by Google

Digitized by Google

Comst 11 0662

THEORETISCHE

GEOLOGIE

VON

DR. E. REYER,
A. O. PROF. DER GEOLOGIE AN DER UNIVERSITÄT WIEN.

MIT 700 ABBILDUNGEN UND 3 KARTENSKIZZEN.

STUTTGART.
E. SCHWEIZERBART'SCHE VERLAGSHANDLUNG
(E. KOCH).
1888.

Digitized by Google

Science Library
QE
26
.A46

K. k. Universitäts-Buchdruckerei ‚Styria', Graz.

Digitized by Google

science
Gift
2-19-59

Vorwort.

Geologie und Paläo-Zoologie werden noch an den meisten Universitäten von demselben Docenten vorgetragen, obwohl die letztere Wissenschaft allein bereits so gewaltig angewachsen ist, dass nur wenige Forscher den ganzen Stoff beherrschen.

Dass der Paläontologe unter diesen Umständen unmöglich auch die Geologie bewältigen und fördern kann, dass anderseits auch der Geologe seine Kräfte zersplittert, wenn er seinem Lehrbuche einen Leitfaden der Paläontologie einverleibt, unterliegt wohl keinem Zweifel. Lehrbücher sowie Lehrkanzeln für das eine, wie für das andere Wissensgebiet sind Forderungen der Zeit.

Neben dem Paläontologen muss auch dem fysikalisch und *technisch* gebildeten Geologen die gebührende Stelle gesichert werden; denn so manches Kapitel der theoretischen Geologie (Deformation, Bebenlehre) ist zur quantitativen, mathematischen Behandlung reif und sobald diess Stadium erreicht ist, fordert die betreffende Wissenschaft die volle Kraft des Forschers.

In England gibt es Privatgelehrte, welche die zeitgemässen Wege aus eigenem Antriebe einschlagen und der Wissenschaft mit durchschlagendem Erfolge neue Bahnen eröffnen; in Deutschland nimmt der Privatgelehrte meist nur die Stellung eines Dilettanten ein, welchen man im besten Falle duldet. Soll da die rechte Strömung platzgreifen,

Digitized by Google

so müssten die nötigen Stellen an den Hochschulen geschaffen werden. Entschliessen sich die deutschen Staaten hierzu nicht, so wird der Ruhm, die Geologie zum Range einer exacten Wissenschaft erhoben zu haben, den Engländern zufallen, welche seit Herschel und Hopkins mit grossem Erfolge in dieser Richtung wirken.

Aus meiner Überzeugung ist das vorliegende Lehrbuch hervorgegangen, welches unabhängig vom zoologischen Material die wichtigsten geologischen Probleme historisch-kritisch behandelt. Eine Geologie des Wassers sowie eine kosmische Geologie sollen folgen.

Die Anordnung des Stoffes weicht von dem üblichen System ab. Ich beginne nicht mit einer flüchtigen Betrachtung des Erdkörpers, da dieses Thema der Geofysik zugehört; auch beginne ich nicht mit den Bestandteilen der Erdkruste (Facies-Lehre), da diese Betrachtung die Kenntniss der eruptiven Gebilde voraussetzt. Meine Darstellung geht vielmehr von den Eruptionen und Eruptiv-Gebilden aus, weil dieselben für die Urgeschichte der Erde von eminenter Bedeutung sind und weil man den Bau der Erdkruste erst verstehen kann, nachdem die Eruptions-Lehre vorangegangen ist.

Den Vulkanen, welche dem Anfänger vor allem imponiren, weise ich jene untergeordnete Stellung zu, welche diesen vergänglichen Bildungen zukommt, wenn man die Geschichte der Erde im Grossen überblickt. Dagegen behandle ich ausführlich die Anatomie der Massenergüsse, die Fysik der Eruptionen, das Erstarren und den Contact.

Diese Betrachtung führt zur Widerlegung der alten Intrusions-Hypothese mit ihren missverstandenen Begriffen „Stock“ und „Lagerung“. Das „Massif“ erweist sich als ein chronisches Gebilde, die Intrusion, die secundäre Discordanz und der Hangend-Contact sind Resultate lange anhaltender Nachschübe, Ergebnisse einer langen Kette einzelner Episoden.

Digitized by Google

Erst, nachdem ich diese Gruppe von Erscheinungen besprochen, überblicke ich die Bestandteile der Erdkruste (Facies-Lehre, tuffogene Sedimente, bathygene Massenergüsse, Facies und Senkungsfelder).

Es folgt die Lehre von den Deformationen: Massenbewegung, Bewegung im Festen, plastisch-rupturelle Deformation, Zusammenhang zwischen Relief der Erdoberfläche und Festigkeit der Materialien, Deformation des Erdkörpers, Faltung, Discordanz, intrusive Überschiebung, secundäre Discordanz der Massifs und Fächer-Bildung. An diese Untersuchung schliesst sich die Lehre vom Metamorfismus.

Nach der plastischen behandle ich die rupturelle Deformation (Klüftung, Form und Füllung der Spalten, Dislocations-Typen, Regeln der Verschiebung, Ruptur-Systeme, Alter der Rupturen etc.).

Die Seismologie, welche bisher mit Unrecht im Anschlusse an die Vulkanlehre behandelt wurde, gehört naturgemäss an diese Stelle, weil die namhaften und ausgedehnten Beben nicht durch Eruptionen, sondern durch Dislocationen bedingt werden.

Die Art der Bewegung, die Methoden der Seismometrie, die Fortpflanzungs-Schnelligkeit in verschiedenen Materialien wird erörtert. Nachdem ich die Seebeben besprochen, gebe ich eine vergleichende Übersicht über verschiedene geologische Bewegungs-Fänomene.

Unter den Ursachen der Beben wird die rupturelle und plastische Deformation, insb. die Tension in Folge ungleicher Contraction und wechselnder Belastung hervorgehoben. Die Bedeutung der kosmischen Ursachen suche ich auf das richtige Mass zu reduciren.

Der letzte Abschnitt behandelt die grossen Resultate der Deformation: Senkungsfelder und Gebirge. Die Bildung und Füllung der Senkungsfelder wird ausführlich besprochen.

Digitized by Google

Es folgt ein Überblick über die Depressionen und Erhabenheiten der Erdkruste, Meere und Gebirge. Ich versuche die Erklärung des unsymmetrischen Baues der Gebirge und zeige, dass die vertikale Bewegung, welche die Gebirge schafft, mit der Faltung nicht notwendig in causalem Zusammenhang steht und dass die Lehre von der Gebirgsbildung keinen selbstständigen Abschnitt in einem geologischen Lehrbuche verdient, sondern dass die verschiedenen Typen unter den bez. mechanischen Grundbegriffen eingereiht zu behandeln sind.

Eine Untersuchung über Beobachtungs-Methoden und Ursachen der Nivo-Änderungen bildet den Schluss. Die Bedeutung der Intrusion, der ungleichen Contraction und Belastung, die Wahrscheinlichkeit eines ursächlichen Zusammenhanges zwischen Hebung und Senkung wird erörtert.

Die Darstellung ist im allgemeinen knapp, dafür wird das Wort durch lebendige Anschauungen und zahlreiche Abbildungen ergänzt. Ich vermeide altbekannte Typen, wo diese nicht besonders prägnant und instructiv sind. Die einfachen Grundanschauungen werden als bekannt vorausgesetzt und nur erörtert, soferne sie eine Kritik fordern. Das vorliegende Werk sollte nach meiner Absicht die bestehenden tüchtigen Lehrbücher nicht ersetzen, wohl aber ergänzen und erweitern.

Der Praktiker wird vielleicht rügen, dass ich den Stoff historisch behandelt habe, doch bietet diese Methode entscheidende Vorteile: Die Themate werden vielseitiger erfasst, Anschauungen, welche heute an der Oberfläche treiben, werden auf ihren wahren Wert reducirt, während längst vergessene Gedanken wieder aufleben. Die Wissenschaft wird durch diese Art der Behandlung gelöst von persönlichen Beziehungen, sie wird tiefer und vornehmer.

Graz, Ostern 1888.

E. Reyer.

Digitized by Google

INHALT.

I. Vulkane und Massenergüsse.

Seite

Vulkane; Vorbegriffe 3
Eifel, Vesuv 6
Bruch- und Explosions-Krater 10
Die römischen Vulkane 14
Ausbruchs-Fänomene 16
Die Verbreitung der Tuffe 20
Dauer der Eruption. Monte Nuovo 21
Tuffmenge. Anwachsen der Vulkane 23
Stromform. Bewegung der Lava 25
Lavamenge, M. Loa, Skaptar 28
Vulkan-Tektonik, Vulkan von Padua 31
Bau und Erosion des Tuffkegels 35
Verteilung der Lavaströme 38
Ergüsse und Gänge, Radialgänge 42
Bewegung der Lava im Gang 48
Hauptgänge, Jorullo, Jorge 51
Dimensionen der Hauptgänge 55
Erodirte Hauptgänge 56
Tektonisches Bild eines Vulkanes 58
Dislocationen der Vulkane 59
Senkungsfelder der Vulkane 62
Senkungsfeld des Krakatau 67
Verschiebung des Eruptions-Centrums 69
Bruch- und Explosions-Tal des Papandajang 71
Etna, Verschiebung, Valbove 72
Verschiebung und Radialgänge, Verwerfungen 75
Secundäre Dislocationen 77
Massenergüsse; Tektonische Elemente 79
Schlieren, deren Anordnung 81
Den Schlieren ähnliche Bildungen 85
Tektonische Bedeutung der Schlieren 87
Umformung der Schlieren 89

Digitized by Google

Seite
Abkühlungs-Klüftung 90
Plattung, Schlierenklüftung 93
Quellkuppen, böhmische Vulkane 96
Discordante Elemente der Massenergüsse 100
Tektonik der Massenergüsse. Deckensysteme 105
Massen- oder Strato-Vulkane, Hawai 107
Genesis der Kuppen 113
Massenergüsse und Tuffe, Karpaten 114
Massenergüsse von Nevada 117
Zusammenhang der Massenergüsse mit Gängen 119
Gemischte Typen, Jorullo 121
Island. Decken, Tuffvulkane, Senkungsfelder 123
Exhalationen und Quellen 126
Wechsellagerung von Strömen und Sedimenten 129
Eruptivlager des Vulkans von Padua 131
La Platte Mts., Wechsellagerung 133
Henry Mts., Intrusion und Contact 136
Ansichten über die Genesis der Intrusivmassen 138
Lagergang und Stock 145
Granitmassif Karlsbad, intrusive Nachschübe 146
Anordnung der Granitmassen 153
Beziehung des Schiefers zum Granit 155
Mt. Capanne, Elba, Plattung, Tektonik 157
Zertrümmerung des Senkungsfeldes. Flankenströme 161

II. Fysik der Eruptionen.

Absorption in glühenden Flüssigkeiten 165
Spratzen verschiedener Substanzen 169
Impregnation des Magma 174
Infiltration nach Spalten 181
Infiltration durch das feste Gestein 184
Das Magma enthält Liquida 190
Beschaffenheit des Magma 193
Das Magma wird durch Druck verfestigt 198
Das starre Magma ist ausbruchsfähig 200
Ansichten über die Ursachen der Eruptionen. Centralglut . . . 204
Chemische und mechanische Hypothesen, Resultat 205
Die Eruptivgesteine; Mineralische und texturelle Typen 210
Existenz-Grenzen der Minerale, chemische Bedingungen 214
Paralleltypen der Eruptivgesteine 219
Genetische Bedingungen 222
Mineral-Association im irdischen Magma 224
Association im meteoritischen Magma 225
Elementar-Association 227
Constanz bestimmter Associationen 232

Digitized by Google

Seite

Das Erstarren des Magma; Krystall-Ausscheidung 233
Chemischer Bestand und Impregnation 240
Habitus der Lavaströme 241
Reihenfolge der Ausscheidungen 245
Umlagerung der erstarrten Massen 249
Volumetrische Verhältnisse, Contraction 254
Ausdehnung beim Erstarren 258
Exhalation 265
Contact, Lava-Contact 268
Granit im Contact 275
Sedimente im Contact mit Granit 278
Neubildung von Mineralen 282
Ursache der Contact-Metamorfose 283
Haugend-Contact 285
Beweise für die eruptive Natur eines Gesteines 289
Gänge, Contact 289
Blasen, Schlieren 293
Tuffe, Mineral-Genesis 295
Hydatogener Granit 297
Eruptive Sedimente 298
Reihenfolge der Ausscheidungen 300
Tektonische Gründe, Ergebniss 303

III. Bestandteile der Erdkruste.

Sedimentäre und eruptive Facies 309
Eolische Facies. Dünen, Wüste, Löss 312
Marine Facies 316
Facies, genetische Bedingungen 317
Vicariren der Facies 321
Tiefsee-Facies 327
Exotische Einstreulinge, Schlammquell 329
Krystalline und Eruptiv-Facies 333
Succession der Eruptiv-Facies 333
Tuff-Facies, tuffogene Sedimente 344
Tuffogene Sedimente des Granit 350
Übergänge und Facies-Wechsel 353
Eruptive Tief- und Seicht-Facies 358
Bathygene Massenergüsse 360
Ende eines Ausbruches 365
Tektonische und genetische Beziehungen der Eruptiv-Facies . . . 367
Massenergüsse unter Vulkanen 372
Eruptivgebiete sind Hebungsgebiete in Senkungsfeldern 374
Alter und Textur der Eruptivgesteine 375
Elba, eozäner Granit 378
Junge Granite und alte Laven 380

Digitized by Google

IV. Umbildung der Erdkruste.

Seite

Massenbewegung; Schlammströme 387
Bergschlipfe, Bergstürze 390
Bewegliche Landstriche 395
Böschung und Klüftung, Verkittung und Durchtränkung 399
Belastung loser Massen, Stauung 405
Ursachen der Massenbewegungen, Facieswechsel 409
Einteilung der Massenbewegungen 414
Bewegung im Festen 416
Krystalline Umlagerung 417
Stoffwandlung, Wachstum 424
Mechanische Einwirkung, Festigkeit 428
Umformung der Gesteine 437
Plastische und rupturelle Deformation 445
Relief und Festigkeit des Materials 454
Plasticität und Deformation des Erdkörpers 459
Faltung, die Apallachien 463
Querbrüche, relative Verschiebung 469
Faltengebirge, der Jura 472
Ursachen der Faltung 475
Rotation und Gebirgsbildung 485
Discordanz, Ursachen 486
Secundäre Discordanz 488
Arten der Discordanz 490
Umformung durchsetzender Gebirgsglieder 492
Intrusive Überschiebung, Adamello 495
Massifmulden, Circustäler 500
Flankenergüsse, Granittuff 504
Tektonik des Massifs 508
Intrusive Überschiebung, Elk Mts. 512
Berner Oberland 515
Zweiseitige Überschiebung, Mt. Blanc 517
Secundäre Discordanz in Massifs 524
Ansichten über die Fächer-Struktur 527
Bildung der Massifs mit Flankenströmen und Überschiebung . . 528
Sedimente und Massifs, Discordanz 531
Sierra Nevada 535
Vulkanisches Gebiet 537
Beziehung von Granit und Diorit zum Schiefer 540
Östliche Abstürze, Senkungsfeld 543
Regionale Überschiebung, Packung 546
Verschmelzen der Intrusivmassifs zu einer Einheit 547
Massifplato, eingeklommte Sedimentzonen 550
Metamorfismus, Contact 553
Regionaler Metamorfismus 556

Digitized by Google

Seite
Mechanische Metamorfose 558
Schichtweise Metamorfose 561
Primäre Verschiedenheit, Bildung krystalliner Sedimente 563
Metamorfe Sedimente und Eruptiv-Gesteine 567
Metamorfismus der Eruptivgesteine 568

V. Dislocationen.

Klüftung 573
Clivage, Schieferung 576
Form der Klüfte, Ausfüllung 581
Bruchkessel, Dolinen, Bruchtäler 585
Dauer der Rupturen 589
Ausfüllung der Hohlräume 591
Dislocations-Typen 595
Lager und Lagergänge 597
Regeln der Verschiebungs-Richtung 600
Erosions-Verschiebung 602
Ruptur-Systeme, Alter der Rupturen 607
Cornwall, Norwegen 608
Abweichende Beanspruchung 610
Alter der Dislocationen 612
Vicariren und Repartiren der Rupturen 617

VI. Erdbeben und Seebeben.

Erdbeben, Erscheinung, Dauer 623
Arten der Erschütterung 627
Stärke der Erschütterung, Amplitude 631
Tremor, Beben, Pulsation 633
Schnelligkeit der Beben 637
Zerstörende Wirkung 641
Methoden der Seismometrie 643
Ursprung der Beben, das „Centrum“ 646
Tiefenlage der Bebenfläche 650
Seebeben; allgemeine Erscheinungen 653
Ausbreitung und Schnelligkeit 655
Erregung und Fortpflanzung 659
Dislocationen und Seebeben 661
Überblick der Beben-Bewegungen 667
Schnelligkeit geologischer Bewegungen 668
Ursachen der Beben 669
Wechselnde Belastung, Luftdruck und Beben 672
Tektonische Einteilung der Beben 674
Tektonik und Beben — Italien 678
Kleinasien und Syrien 681

Digitized by Google

Seite
Tektonik der Alpen und Beben 684
Häufigkeit der Beben 691
Kosmische Ursachen der Beben 696
Simultan-Beben 700

VII. Senkungsfelder und deren Füllung; Gebirgsbildung; Nivo-Änderung.

Grabenbrüche und Talbildung 709
Der Grabenbruch des Rheintales 712
Grabenbruch des Jordan-Tales 713
Norwegen, Grabenbrüche und Fjorde 715
Typen der Senkungsfelder 719
Ausfüllung der Senkungsfelder, Facies 720
Eruptiv- und Schlammquell-Facies 723
Ausfüllung der Kastenbrüche; Salzstöcke 725
Nivo-Schwankungen, Senkungsfelder und Facies 727
Regionale Differenzirung in den Alpen 728
Senkungsfelder verschiedener Provinzen 731
Facielle Contraste; Trugschlüsse bez. des Betrages einer Verwerfung 733
Massenergüsse in Senkungsfeldern; Predazzo 736
Einseitige Massenergüsse, Flankenströme 738
Massenergüsse des Mulat; granitischer Kern 742
Intrusive Nachschübe. Verquickung von Massenergüssen 748
Überwucherung der Massenergüsse durch Sedimente 751
Tektonik des Senkungsfeldes von Predazzo 752
Massenergüsse im Kastenbruch von Klausen; Grundschollen . . 761
Das Erzgebirg. Massenergüsse im Grabenbruch von Zinnwald . . 765
Granit- und Porfyr-Ergüsse von Altenberg 772
Combination von Längs- und Querbrüchen 775
Senkungsfelder von Utah, Oregon, Peking 776
Bau der marinen Senkungsfelder 781
Typen der Depression und Erhebungen; Meere und Gebirge . . 784
Unsymmetrischer Bau der Gebirge 787
Unabhängigkeit der Faltung von der Bildung der Bruchfelder . . 789
Krummer Verlauf der Rupturen und Gebirge 792
Compensation der vertikalen Verschiebungen 794
Nivo-Änderungen, Tatsachen 797
Plötzliche Nivo-Änderungen, Chili, Achaja, N.-Seeland etc. . . . 799
Ursachen der Nivo-Änderungen 805
Geschicke der Strandgebilde 806
Strandstufen und Terrassen; Norwegen, Amerika, Alpen 807
Ursache der Terrassen-Bildung 812
Massenbewegung und Nivo-Änderung 814
Ergebniss. Methoden der Untersuchung 818
Ursachen der Nivo-Änderungen 820

Digitized by Google

Seite

Krusten-Änderungen; Einstürze, Eruptionen, Intrusion 821
Contractions-Hypothese 824
Ungleiche Belastung 828
Causale Beziehung zwischen Hebung und Senkung 831
Kosmische Einflüsse 833
Alteration der Hydrosfäre 834

Zeitschriften-Index 837
Autoren-Index 841
Real-Index 851

Digitized by Google

Digitized by Google

THEORETISCHE GEOLOGIE.

Digitized by Google

Digitized by Google

I. Vulkane und Massenergüsse.

Vorbegriffe.

An vielen Stellen der Erdoberfläche brechen glühende, breiige Eruptivmassen hervor, welche mit Liquiden imprägnirt sind. Ist die Imprägnation gering, so werden zusammenhängende Breimassen (Laven) gefördert; ist die Spannung der Liquida hingegen beträchtlich, so zerstäubt die Lava zu Tuff. Im ersteren Falle breiten sich Ergüsse oder häufen sich Kuppen über den Ausbruchsstellen an, während in letzterem Falle Tuffkegel und Rücken aufgeschüttet werden; gemeiniglich combiniren sich beide Formen.

Die kegel- bez. rückenförmigen Anhäufungen von oberflächlich [1]) gefördertem Eruptiv-Material, welche in Folge der successiven Ueberlagerung einen antiklinalen Aufbau besitzen, werden bezeichnet als

1. Vulkane im weiteren Sinne, und zwar unterscheidet man je nach dem Vorwalten oder Zurücktreten der Tuffe
   a) Tuff-Vulkane (Vulkane im engeren Sinne), und
   b) Strato-Vulkane, welche hauptsächlich aus Ergüssen bestehen.

Die ersteren zeichnen sich gemeiniglich durch einen Krater aus, während bei letzteren nur ausnahmsweise ein Förderschlot auftritt.

Besitzt das geförderte Magma (Eruptiv-Material) keinen antiklinalen Aufbau, so bezeichnet man die bez. Vorkommnisse schlechtweg als

2. Massenergüsse (Decken, Lager, Quellkuppen). Viele Massenergüsse sind in namhafter Meerestiefe gefördert worden

[1]) D. i. am Festland oder im seichten Wasser.

Digitized by Google

und zeichnen sich demgemäss durch gewisse Eigenschaften aus (bathygene Ergüsse, Tiefergüsse). Unter den letzteren bilden einen besonderen Typus jene Ergüsse, welche von Sedimenten bedeckt, durch Nachschübe anwachsen (Intrusiv-Massifs).

Ich bespreche zunächst die gemeinen Vulkane:

Dieselben sind entweder in Reihen angeordnet oder sie bilden Gruppen. [1]) Die Vulkan-Karte zeigt die Verbreitung

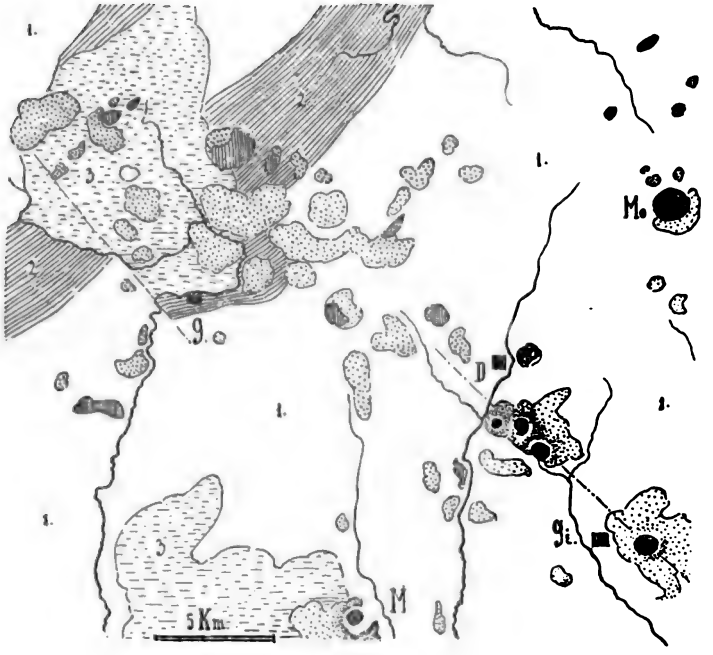


Fig. 1. Eifel. 1 = unteres Devon, 2 = oberes Devon, 3 = Buntsandstein. Tuffe punktirt. Basalt vertikal straffirt. D = Daun, M = Meerfelder Maar, G = Gerolstein, Gi = Gillenfeld.

und Bedeutung der Vulkanenreihen, welche häufig die Küsten der Continente oder die den Küsten vorgelagerten Inseln beherrschen. [2])

Durch das schussartige Empordringen des zerstäubten Materiales kann rings um die Mündung der Eruptions-Oeffnung

[1]) Buch. Canar. Inseln 1825, p. 326.

[2]) Kurilen, Kamschatka, Formosa, Filippinen, Molukken, anderseits Aleuten, Kaskaden-Kette, Sierra Nevada, Vulkane von Central-Amerika

Digitized by Google

ein kleiner Tuffwall aufgeworfen werden oder es wird ein Erguss gefördert. Dieses rudimentäre Stadium zeigt das Gebiet der Eifel (Fig. 1). [1]) Das wellige Plato steigt von W. gegen O. allmählig von 400 bis 600 *m* an und besteht aus steil aufgerichteten devonischen Schichten, welche von erodirten Resten jüngerer Sedimente überdeckt sind. Dies Grundgebirge wurde von einigen Quer- und Längsbrüchen durchsetzt und etwas eruptives Material kam zur Förderung. In der Eifel zählt man 30, im Laacher Gebiet etwa 40 kleine Vulkane. Die Eruptionen dürften in zwei ziemlich weit auseinanderliegenden Zeiträumen sich abgespielt haben. Die älteren Förderungen fallen zwischen Oligocän und Miocän, während das Alter der jüngeren, viel frischeren Förderungen unbestimmt ist. Im höheren, westlichen Gebiete trifft man Nefelin- und Leucit-Basalte, [2]) daneben auch einige Trachyt-Förderungen und eine kleine Fonolithmasse; im westlichen Gebiete trifft man nur Basalttuffe und Basaltergüsse, welche durch ihre wohlerhaltenen blasigen und schlackigen Oberflächen zeigen, dass diese Lavaergüsse jünger sind, als die östlichen Vorkommnisse. Besonders auffallend sind die kesselförmigen Krater (Maare), welche, wie das Kärtchen zeigt, z. T. mit Wasser erfüllt, z. T. aber bereits ausgeebnet und mit Moor und Wiesenwuchs ausgekleidet sind. Die Anordnung der namhafteren Förderungen in SO. zeigt, dass dieselben wesentlich von Querbrüchen im Grundgebirge bedingt wurden.

Selten tritt nach so kurz anhaltender Tätigkeit die Ruhe ein, wie in vorliegendem Falle. Gemeiniglich werden wieder-

(mit 50 z. T. tätigen Vulkanen von 3000—4000 *m* Höhe), ferner 20 Vulkane im nördlichen Süd-Amerika (u. a. der Antisana mit 6000 *m*), daran anschliessend die Vulkane von Bolivia-Peru (Sahama über 7000 *m*), ferner 30 mächtige Vulkane in Chile (Aconcagua über 7000 *m*), Sumatra mit 70 grossenteils erloschenen und Java mit über 100 z. T. tätigen Vulkanen etc. S. Vulkan-Geografie in Naumann, Credner.

[1]) Steininger, Eifel 1853. Roth, Eifel 1865. Dechen, Eifel 1861, 1886. Dressel, Laacher Vulk. 1871.

[2]) Neben Nefelin und Leucit trifft man auch Feldspat-Basalte im selben Erguss; das Magma war schlierig, es schieden sich in den alkalireichen Partien Leucit und Nefelin aus, während die an Alkalien ärmeren Massen Feldspat-Basalt lieferten.

Digitized by Google

holt Tuffe und Ergüsse gefördert, wodurch kegelförmige Tuffberge über den Spaltweitungen aufgeschüttet werden; die Ergüsse ordnen sich, mit den Tuffen wechsellagernd, rings um die Flanken und den Fuss dieser Tuffberge. Die ursprünglich isolirten Vulkane verbinden sich, indem sie anwachsen, zu geschlossenen Reihen und Gruppen und verhüllen schliesslich das Grundgebirge.

Die Höhe der Vulkankegel variirt innerhalb weiter Grenzen; man trifft Kegelchen von wenigen Metern Höhe, anderseits auch solche, welche sich 3000 bis 5000 *m* über das Grundgebirge erheben.[1]) Die Gestalt des Kegels ändert sich während jeder Eruption. Die äusseren Teile des Kegels werden immer höher aufgeschüttet, während der Kessel je nach der Art des Ausbruches entweder in Folge von Aufschüttung verengt und erhöht oder durch Verwerfungen und Explosionen erweitert und abgetragen wird. Als Beispiel diene das Verhältnis von

Somma und Vesuv.

Bis in das erste Jahrhundert n. Chr. wurde der Vesuv als erloschener Feuerberg betrachtet.[2]) Der äussere, derzeit als Somma bekannte Teil des Berges setzte sich damals höher fort und umschloss eine Kraterebene (auf welcher Spartacus sein Lager aufschlug). Die Kraterebene war wüst, während die Gehänge des alten Vesuv von Culturen überkleidet waren. Im Jahre 79 n. Chr. eröffnete der Berg wieder seine Tätigkeit. Nachdem die Umgebung des Berges wiederholt erschüttert

[1]) (Kamschatka). Einige südamerikanische Vulkane ragen noch höher auf; doch verdanken sie diese absolute Höhe nicht bloss der Anschüttung, sondern dem Umstande, dass sie auf einem an sich hohen Grundgebirge aufsitzen. Der Cotopaxi (Quito) ragt 6000 *m* hoch auf, doch entfallen hievon etwa 3000 *m* auf die Basis. Einige Vulkane von Peru, Chile haben 7000 *m* Meereshöhe, aber auch sie ruhen auf einer an sich hohen Basis.

[2]) Diodor. Strabo. Vgl. Roth: Vesuv 1857. Die Nachrichten über Eruptionen in früherer Zeit sind zweifelhaft. Wenn auch im Laufe der letzten Jahrhunderte v. Chr. einige Eruptionen sich ereignet haben sollten, waren sie sicher nicht namhaft.

Digitized by Google

worden war, begann die Eruption am 24. August. Weisse Dampfwolken fuhren aus dem Gipfel hervor, dunkle Massen von vulkanischem Detritus schossen nach und verfärbten die helle Wolke. Die Dampf- und Tuff-Wolken hatten die Gestalt eines riesigen Schirmes oder einer Pinie, eine Gestalt, welche sich bei allen, durch längere Zeit anhaltenden Tuff-Eruptionen einstellt.[1])

Der Bildung des Schirmes folgte nach einiger Zeit der Niederschlag der Ejecte: ein dichter Regen von feuchtem, vulcanischem Tuff und Bimsstein fiel in der Umgebung des

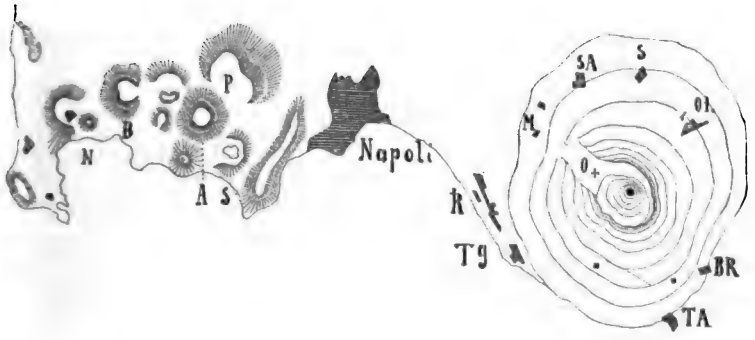


Fig. 2. Vesuv und flegräische Felder. N = Mt. Nuovo, B = Barbarano, S = Solfatera, P = Pianura, R = Resina, T. G. = Torre Greco, T. A. = Torre Annunziata, O = Observatorium des Vesuv.

Berges nieder, er verdüsterte den Tag und verwüstete das Land. Des Nachts sah man an mehreren Stellen des Berges die glühenden Lavaströme leuchten. (Fig. 3 zeigt die Nacht-Erscheinung einer Vesuv-Eruption.)

Nach Abschluss der Eruption war die Gestalt des Berges vollständig geändert; der alte Gipfel war zerstört und es war an seiner Stelle jener mächtige Kessel entstanden, welchen man heute als Somma bezeichnet. Innerhalb dieses Einsturz- und Explosions-Kraters aber hat sich in den folgenden Jahr-

[1]) Die Massen schiessen in Form einer Säule empor, bis sie ihren Impuls in Folge von Gravitation und Reibung eingebüsst haben; dann werden sie durch die nachdrängenden Massen ringsum zur Seite gedrängt und nehmen in Folge dessen die Gestalt einer Pinie an. Man beobachtet dieselbe Erscheinung bei grossen Pulver-Explosionen.

Digitized by Google

hunderten der neue Tuffkegel, der Vesuv unserer Tage, aufgebaut.[1])

Mit einigen Pausen von ein bis zwei Jahrhunderten haben sich seit jener Zeit in jedem Jahrhunderte ein bis zwei namhafte Eruptionen ereignet. Die bedeutendste, welche seither nicht überboten worden ist, fällt auf das Jahr 1631. Am 16. December begann dieser Ausbruch, welcher durch anhaltende und verwüstende Beben eingeleitet wurde. Der hoch aufgeschüttete Tuffberg wurde zerrüttet, die einstürzenden

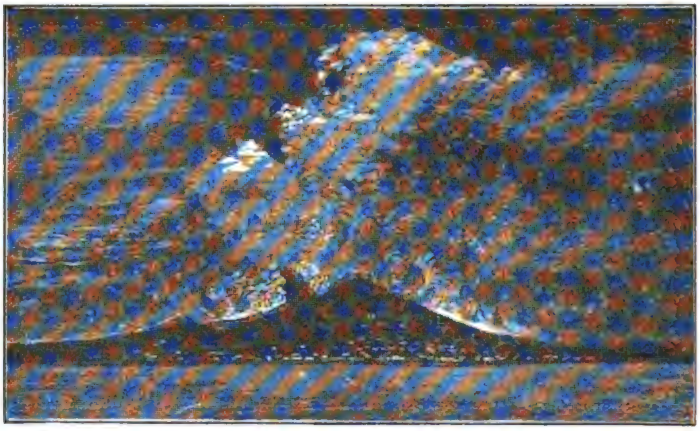


Fig. 3.

Massen wurden durch die explosive Tätigkeit zerstäubt[2]) und in der Nähe des Berges mehrere Meter hoch aufgeschüttet; die Auswürflinge schlugen vielfach die Dächer der Ortschaften am Fusse des Vulkanes ein.

Anfangs war die Lava an der Flanke hervorgebrochen; in der Nacht des 17. December kamen auch aus dem Krater riesige Lavafluten, welche in mehreren, zwei Kilometer breiten Strömen nach T. Annunziata und andererseits nach Portici abflossen. Die Lava kam so massenhaft und war so dünn-

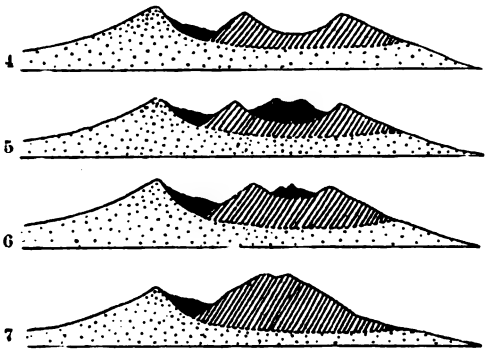
[1]) Hamilton, Campi Flegräi, p. 23, 63. Hamilton, Beob. Vesuv u. a. Vulk. Übers 1773 p. 23, 63, 125.

[2]) In der Zeit vom frühen Morgen (17. December) bis 2 Uhr Nachmittags zogen die dunklen Tuffwolken bis Tarent.

Digitized by Google

flüssig, dass sie den Weg vom Gipfel bis zum Meere (etwa zwei Marschstunden) in einer Stunde zurücklegte. Ein grosser Teil des Kegelberges (welcher vordem 100 *m* höher als die Somma aufgeragt hatte), wurde durch diese mächtige Eruption zerstört.[1]) 3000 Menschen hatten ihr Leben verloren.

Nach dieser mächtigen Eruption folgte eine längere Zeit der Ruhe; seit dem 18. Jahrhunderte pausirt der Vesuv aber nur selten einige Jahre; während in früheren Zeiten auf ein Jahrhundert nur eine bis zwei namhafte Eruptionen kommen, zählt man im 18. Jahrhunderte zwanzig und unser Jahrhundert leistet noch ungleich mehr.[2])



Wenn auch keine dieser Eruptionen sich mit den zwei Ausbrüchen von 79 und 1631 messen kann, sind jene der Jahre 1737, 1767, 1779, 1794, 1822, 1855, 1858 doch sehr namhaft sowohl in Bezug auf die Masse des geförderten Materiales, als auch in Bezug auf Wandlung des Kegelberges. 1774 hatte der Vesuv, welcher damals so hoch war, wie die Somma, drei einander umschliessende Kegel, 1777 ragte innerhalb des Kraterwalles nur ein Kegel auf, 1822 wird durch anhaltende Explosionen und Einstürze ein Krater von 1 *km* Durchmesser geschaffen, darnach baut sich innerhalb dieses Kessels ein neuer Kegel auf u. s. f.[3]) Fig. 4 bis 7 zeigen den Vesuv in den Jahren 1822, 1828, 1843, 1869.

Milde Eruptionen schütten den Vesuv-Kegel auf, bis er

---

[1]) Nach dem Ausbruche war der Kegel 60 *m* niedriger als die Somma; die Abtragung betrug also während dieses Ausbruches 160 *m*.

[2]) Mögen auch in früheren Jahrhunderten viele Eruptionen gar nicht verzeichnet worden sein, die bedeutende Zunahme im Laufe der letzten 300 Jahre ist kaum zu bezweifeln.

[3]) Aenderungen des Vesuv-Kegels s. Hamilton, Breislak Geol., Monticelli, Vesuv, übers. p. 130, Roth, Vesuv 1857, p. 238, Phillips,

Digitized by Google

etwa 100 *m* über die Somma aufragt, während bei mächtigen Eruptionen der Kraterboden unter Umständen durch Einsturz und Explosionen weit unter das Nivo des Atrio vertieft wird. Als mittlere und typische Verhältnisse können gelten: Vesuv etwa so hoch, wie die Somma = 1200 *m*; Höhe des Ringtales zwischen Somma und Vesuv (Atrio) = 800 *m*. Der Vesuv liegt, wie die Karte zeigt, excentrisch und zwar liegt sein Centrum etwa 1 *km* südlich vom alten Somma-Centrum. Der Einsturz vom Jahre 79 hat den südlichen Teil des alten Somma-Vulkanes betroffen und der südliche Somma-Rand liegt dem entsprechend etwa 300 *m* tiefer, als der erhaltene Nordrand der Somma.

Bruch- und Explosions-Krater.

Der Durchmesser der Krater variirt innerhalb weiter Grenzen. Während er bei normalen Eruptionen meist nur einige 100 *m* misst, werden durch wiederholte Einstürze und Explosionen Krater von mehreren Kilometern Durchmesser geschaffen.

Die betreffenden Einsenkungen sind zumeist oval, wesshalb man, um dieselben zu karakterisiren, die kleine und grosse Axe notiren muss. Die folgende Zusammenstellung gibt einen Ueberblick über einige der namhaftesten Einsturz- bez. Explosions-Krater. Man sieht, die Somma hat etwa 4 *km* Durchmesser, Kilauea ist nicht viel bedeutender, Santorin hat die grosse Axe = 11 *km*, der flache Kraterwall von Bracciano misst 15, der Einsturzkrater von Teneriffa und der Kraterwall von Bolsena haben aber den grössten Durchmesser = 20 *km*. Um die Somma oder den Kilauea zu durchschreiten, braucht man eine Marschstunde, während man durch den Bruchkrater von Teneriffa und Bolsena vier Stunden wandern muss. Siehe

---

Vesuvius, Palmieri, Cronaca Vesuv. 1874. Die Höhe des Vesuv betrug in den Jahren 1749, 1822, 1832, 1846 = 1040, 1280, 1210, 1290 *m*.

Die Geschichte der Förderungen wird (soweit die Somma-Gehänge Aufschluss gewähren) ausführlich besprochen von Johnsson, Q. Geol. Soc. 1885, p. 36.

Digitized by Google

Fig. 8 bis 18, in welchen das Grundgebirge schief straffirt, der Tuff punktirt und die Lava mit Kreuzstrichen bezeichnet ist.

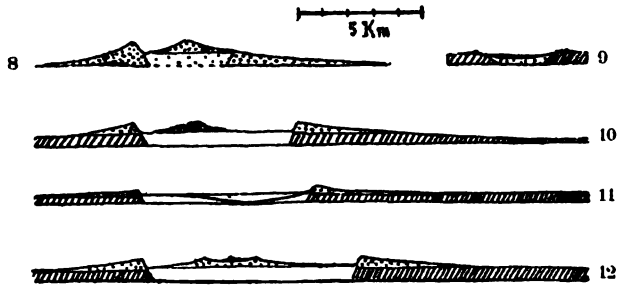


Fig. 8. Vesuv, 9. Laacher See, 10. Monfina, 11. Bracciano, 12. Vulkan von Albano.

Dimensionen einiger Bruchkrater (x *km*) [1]).

Name	Weite	Tiefe	Wallgipfel	Centralgipfel
Somma-Vesuv	4·1—3·5	0·4	1·15	1·2
Kilauea, Hawai	5·6—4	0·2	1·2	1·0 (B.)
R. Monfina	6·6—5·4	0·37	1·1	1·0
Fogo, Capverd.	7·4—5·6	1·0	2·8	2·8
Palma	7·1—5·9	1·8	2·3	?
Krakatau	7·5	— 0·2	0·8	0
Albano bei Rom	10	0·4	1·0	1·0
M. Loa, Hawai	10—13	0·2	4·1	3·9 (B.)
Santorin	11—7·4	0·75	0·36	0·1
Bracciano	15	0·7	0·6	— 0·1
Teneriffa	12—20	0·7	2·7	3·7
Bolsena	18—20	—	—	—

Die weiten Krater werden, auch wenn kein Beweis vorliegt, häufig auf eine Explosion zurückgeführt; andere Forscher bezeichnen hingegen das Niederbrechen als Ursache.[2])

[1]) Fritsch-Reiss, Teneriffa 1868. Ich verzeichne die Weite des Kraterrandes; manche Geologen notiren nur die Weite des Kraterbodens bez. Kratersees, wodurch falsche Vorstellungen erweckt werden. Wo der Central-Kegel fehlt, ist in obiger Tabelle die Tiefenlage des Bruchkraterbodens notirt. (B = Boden).

[2]) Montlosier, Auvergne 1789. Strantz, Jb Min. 1839, p. 717, 1846, p. 847. Nöggerath, Rheinlande, 1823, Vol. 2, p. 280. Vogelsang, Eifel, 1864 Reiss, Palma, 1861, p. 54. Hartung, Über Er-

Digitized by Google

Manche Krater von geringen Dimensionen und flachschalenförmiger Gestalt dürften in der Tat auf eine einfache Explosion zurückzuführen sein.[1])

Hieher sind zu rechnen die sogenannten Maare der Eifel: das Pulver-Maar und das Meerfelder Maar haben 0·7—0·8 *km* und der seichte Laacher See hat 3·5 *km*. Durchmesser. Das

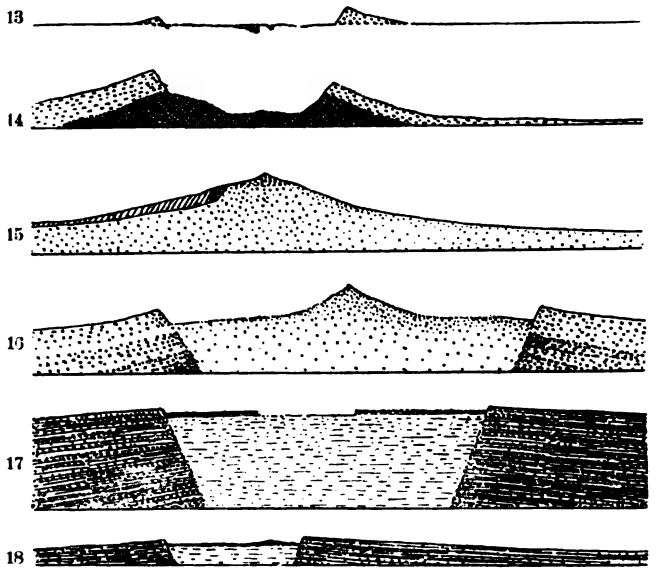


Fig. 13. Krakatau, 14. Palma, 15. Etna, 16. Teneriffa, 17. M. Loa, 18. Kilauea.

Grundgebirge steht an den Rändern der bez. Krater-Schalen hier und dort an; ein Tuffwall umringt die Maare.

Die kleinen Explosionskrater der Auvergne sind gleichfalls z. T. ins Grundgebirge (Granit), z. T. in die, den Granit überlagernden Eruptivmassen (Basalt, Trachyt) eingesenkt und von einem Tuffkranz umgeben; im Tuff trifft man Trümmer des durchbrochenen Grundgebirges.

Während in diesen und anderen Fällen Explosionen ge-

---

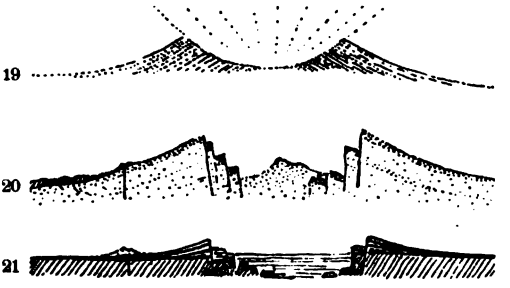
hebungs-Krater, 1862, p. 1. Fritsch-Hartung-Reiss, Teneriffa, 1867 und Taf. 6. vom Rath, Z. geol. Gesell. 1866, p. 513, 565, 572. Dutton, Hawai, U. St. geol. survey, Vol. 4.

[1]) Durch das Explodiren seichtliegender Pulverminen werden gleichfalls flache Kessel von hyperbolischem Profil erzeugt.

Digitized by Google

wirkt haben dürften, führe ich die grossen Krater auf Einbrüche zurück, welche allerdings in vielen Fällen durch Explosionen wesentlich unterstützt wurden.

Es erfolgt in solchen Fällen (ebenso wie bei den Pingen in Bergwerken) ein ringförmiges Absitzen und Niederbrechen, weshalb die bezügl. Bruchkrater meist unregelmässige Contouren haben. Die inneren Kratergehänge bestehen häufig aus mauer- und pfeilerförmigen Bruchmassen, welche gegen den Eruptions-Schlot convergiren (s. Kilauea, Fig. 111). Nach einer heftigen, gasreichen Förderung mögen innerhalb dieses (zapfenförmigen) Bruchgebietes Hohlräume entstehen, worauf von neuem Absitzungen und Brüche sich abspielen. Die Zertrümmerung der Bruchmassen gestattet deren teilweise Förderung bei folgenden Eruptionen, eventuell können auch Einschmelzungen der bez. Partien stattfinden,[1]) was ein neuerliches Nachsitzen zur Folge hat. So kommt es, dass das ursprüngliche Grundgebirge im Bruchgebiete in grosse Tiefe niedersitzt und successive durch vulkanische Massen überlagert und substituirt wird.



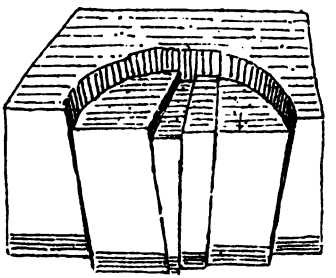


Fig. 22.

Fig. 19 zeigt die Wirkung einer Explosion, Fig. 20 ist das Schema eines Bruchkraters mit centralem Kegel, Fig. 21

[1]) Hochstetter ist der Meinung, dass der Einbruch in Folge des Rückzuges der Lava nach abgeschlossener Eruption stattfinde und verweist auf die Analogie mit den Schwefel-Spratzkegeln (s. Cap. Absorption und Jb. Min. 1871, p. 469). Dutton glaubt, dass die Einschmelzungen in der Tiefe Ursache der Einstürze sind. Dutton Rep. U. St. Geol. Survey 1884. Vol. 4.

Digitized by Google

ist ein submariner Bruchkrater, Fig. 22 zeigt das zapfenförmige Bruchgebiet (Bruchzapfen).

Der Bruchzapfen ist, wie die Figur veranschaulicht, von vielen Brüchen unregelmässig durchsetzt und jeder dieser Brüche kann eventuell als Förderweg der Lava dienen. Wir werden später sehen, dass der explosive Andrang der Lava radiale Risse im Tuffkegel erzeugt (s. Radial-Gänge); ausserdem trifft man aber auch Gänge, welche keine solche gesetzmässige Anordnung aufweisen; ich vermute, dass die letzteren durch die unregelmässigen Brüche des Bruchbodens bedingt sind.[1])

Die römischen Vulkane.

Die römischen Vulkane (Fig. 23) liefern gute Typen. Die (postpliocänen) Eruptionen begannen z. T. in seichtem Meer, z. T. am Land (pliocäne Lignite, wechsellagernd mit Mergel, Sand und Geschieben im Liegenden der Eruptivmassen). Infolge der anhaltenden Eruptionen wurde das ganze Gebiet verlandet. Die geförderten Massen bestehen vorwiegend aus Trachyt-Tuffen und Bimsstein (untergeordnet Leucitofyr-Tuffen). Die bez. Tuffe bedecken das Gebiet in grosser Ausdehnung, doch mit geringer Mächtigkeit. Einzelne Ströme von Trachyt und Leucitofyr trifft man hier und dort. Offenbar wurde hoch explosives Magma gefördert, daher das Vorwiegen der Tuff-Facies. Die Trachyt-Tuffe stammen zumeist aus den N. von Rom gelegenen Vulkanen, während das junge Albaner-Gebirg, welches noch bis in die historische Zeit tätig war, ausschliesslich aus Leucitofyr-Ergüssen und Tuffen aufgebaut ist.[2])

---

[1]) Die Circular-Brüche, welche den Bruchzapfen umschreiben, führen mitunter auch zur Injection, bez. Eruption. Ein solcher Fall dürfte im Porfyr-Gebiet von Tharand, Sachsen, vorliegen, wo die bez. Eruptivmassen an ihrer Periferie mit circulären Porfyr-Gängen zusammenhängen. Neben den besagten Gängen, insbesondere zwischen den zwei südlichen Gängen, ist das durchbrochene Schiefergebirge zerrüttet; Reibungs-Breccien im Contact. Cotta-Naumann, Geogn. Sachsen 1845. Vol. 5, p. 215.

[2]) Ponzi Suolo di Roma 1858 und Vulc. Sabatini, 1863, vom Rath Z. geol. Gesell. 1866, p. 487.

Digitized by Google

Im nördlichen Bruchgebiet liegt der Bruchkrater Bracciano mit seinem niederen Ringwall und dem tief unter das Meeres-Nivo reichenden Kratersee.[1]) Die Trachyt-Tuff-Schichten (mit Brocken des Grundgebirges), welche den Kratersee umwallen, haben keinen antiklinalen Aufbau, sondern fallen vom Seegestade weg und brechen in der Richtung gegen den See ab, ein Beweis, dass sie nur die äussere Fortsetzung eines ursprünglich weiter gegen den See vorgreifenden Kraterwalles sind; die inneren Teile des Walles sind wohl in Folge von Einbrüchen in die Tiefe versunken.

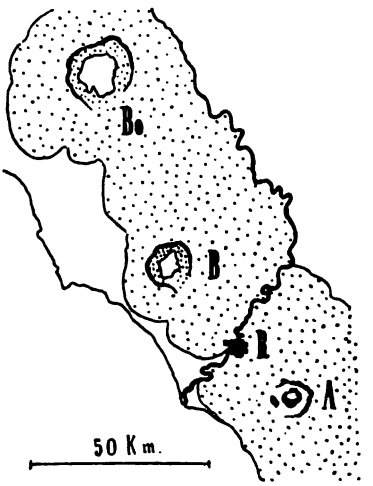


Fig. 23. A = Albano, B = Bracciano, R = Rom, Bo = Bolsena.

Das Albaner Gebirg (Fig. 24) dagegen besteht aus einem gewaltigen sichelförmigen Kraterwall von 700—970 *m* Höhe; der Boden des Atrio liegt im Mittel 600 *m* über dem Meere (im N. 520 *m*, im O. 600 *m*, im S. 680 *m*.) Aus diesem mächtigen, einseitig zerstörten Bruchkrater erhebt sich der centrale Kegel Mt. Cavo mit einer Böschung von 20° und einem innerem Krater-Durchmesser von 2·8 *km* zu einer Höhe von 980 *m*. Im W. und S. des Centralberges fehlt die Fortsetzung des grossen Ringwalles; hier trifft man, tief ins hügelige Land eingesenkt, mehrere kleine, unregelmässige Bruchkessel, deren grösster den Albaner See enthält. Der See liegt 300 *m* über dem Meere und ist von einem Krater umwallt, welcher 570 *m* aufragt und steil (45°) gegen den See abstürzt. Die Axe dieses Kratersees liegt in SO.; in dieser Richtung liegt auch der Kratersee von Nemi. Das gesammte römische Tuffgebiet streicht gleichfalls in dieser Richtung parallel dem Apennin und es ist demgemäss wahrscheinlich, dass die grossen Bruchkrater auf SO. streichenden Längsbrüchen aufsitzen.

[1]) Mittlere Höhe des Walles = 600 *m*, Seespiegel = 170 *m* über dem Meere, Tiefe des Sees = 300 *m*.

Digitized by Google

Nicht zu verwechseln mit den Bruch- und Explosionskratern sind die meist sehr unregelmässig gestalteten Erosions-Kesseltäler, welche man in subtropischen Gebieten häufig

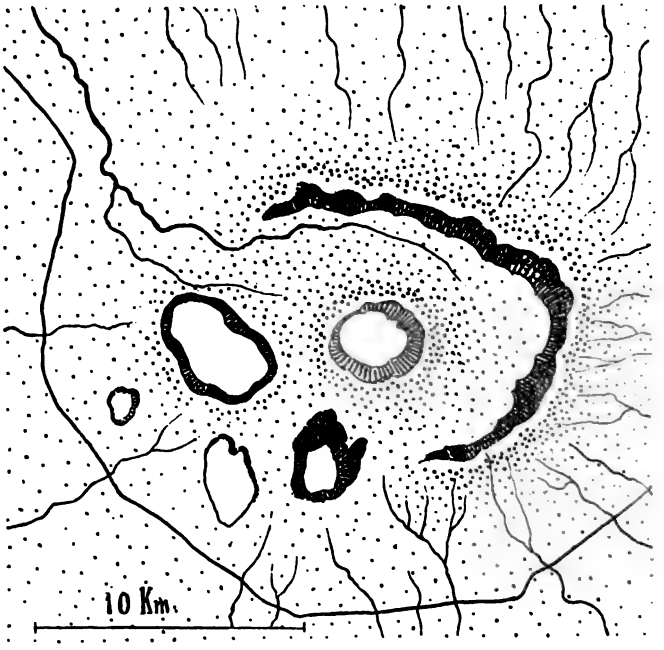


Fig. 24.

trifft und die entweder durch Erosion eines Kraters oder durch gemeine Flankenerosion entstehen (s. Erosion).

Ausbruchs-Fänomene.

Beben, Dampf, Detritus-Förderung und Lavaerguss treten oft in der genannten Reihenfolge auf, doch wechseln Zahl und Grösse der einzelnen Erscheinungen innerhalb weiter Grenzen. Bald gehen der Eruption verwüstende Beben voraus (s. Beben), bald erfolgt der Ausbruch ruhig. In einem Falle fliesst der Strom gemächlich ab und es werden weder vor, noch nachher namhafte Tuffmassen gefördert; ein andermal fällt der Tuff in einer Entfernung von mehreren Marschstunden

Digitized by Google

noch so massenhaft, dass die Pflanzungen, Verkehrswege und Ortschaften begraben werden.

Die verwüstende Wirkung der Tuffniederschläge wird wesentlich unterstützt durch die Förderung schwefliger Dämpfe, welche von den Vulkanen oft in beträchtlicher Menge ausgestossen werden. Sie vergiften die Luft oft in solchem Grade, dass alle Insecten aus der Luft todt niederfallen (Insectenregen). Mitunter wird auch den übrigen Lebewesen die Flucht durch die erstickenden Dämpfe vereitelt. Die sauren Niederschläge und die mit saurem Wasser getränkten Tuffe versengen die Vegetation; mitunter fallen die sauren Regen so massenhaft, dass die Fische in den Bächen umkommen.

Der Tuff wird durch die atmosfärischen Strömungen oft mehrere Tagreisen weit getragen; nicht selten sind die Tuffe des Vesuv in Sicilien und jene des Etna in Nord-Afrika niedergefallen. Die Tuffe der isländischen Eruption von 1875 wurden bis Stockholm vertragen (1900 *km*). Noch grossartiger war der Ausbruch des Conseguina (Central-Amerika) 1834. Damals lag der Tuff acht Marschstunden südlich vom Krater 3 *m* hoch. Die Wälder und Dörfer waren verschüttet, das Vieh kam heerdenweise um. In Guatemala, 350 *km* (sieben Tagmärsche) vom Vulkan entfernt, blieb die Sonne durch Tage verhüllt und selbst 2000 *km* westlich vom Vulkan fielen im grossen Ocean zarte Tuffmassen nieder. (Dollfuss Voy.)

Genaue Daten liegen bez. des Krakatau-Ausbruches 1883 vor:[1]) 20 *km* vom Krater fielen kopfgrosse, 40 *km* weit wurden faustgrosse Auswürflinge geschleudert. Geschützkugeln, welche 40 *km* weit fliegen sollen, müssten, wenn man vom Luftwiderstand absieht, eine Anfangs-Geschwindigkeit von 600 bis 1000 *m* per Secunde haben und würden dann bei steiler Flugbahn über 50 *km* hoch fliegen, wie die folgenden Zahlen zeigen:

Elevation Grade	Anfangs-V. *km* pr. Sec.	Erreichte Höhe *km* pr. Sec.
10	1·0	1·8
45	0·6	10
80	1	57

Die Bahn würde in den drei Fällen durchflogen in 1, 1½

[1]) Verbeek, Krakatau 1886, p. 128.

Digitized by Google

und $3^1/_2$ Minuten. Verbeek bemerkt, dass die Anfangs-Geschwindigkeit in der Natur bedeutender sein müsse, da ja die Auswürflinge den Luftwiderstand zu überwinden haben.

Dies trifft für eine Geschützkugel in der Tat zu, bei den Eruptionen liegen die Verhältnisse aber in der Regel anders: Es werden aus dem, mehrere Kilometer weiten Krater continuirliche Ströme von Gas und Tuff abgeschossen. Die ersten Förderungen haben allerdings den vollen Luftwiderstand zu überwinden, nach kurzer Zeit aber hat sich bereits ein Strom hergestellt, welcher mehrere Kilometer breit ist und meist doch wenigstens einige 1000 *m* hoch aufsteigt. In diesem Strome fliegen die nachgeförderten Massen auf. Sie verhalten sich wie ein Schwimmer im fliessenden Wasser: bewegen sich die nachgeförderten Massen langsamer, als der Strom, so erhalten sie durch denselben einen Impuls, fliegen sie gleich schnell, so ist der Widerstand = 0, fliegen sie schneller, so werden sie allerdings durch den sich langsamer bewegenden Strom etwas, doch sicher weit weniger gehemmt, als durch die stagnirende Luft. Da die vulkanischen Projectile meist (wie man aus der Anhäufung des niederfallenden Materiales schliessen kann) steil auffliegen, bleiben die nachgeförderten Massen bei namhafter Breite des Kraters durch mehrere Kilometer innerhalb der Schusssäule und erst in grösserer Höhe weichen sie seitlich in die nicht oder wenig bewegten Gebiete der Atmosfäre ab, was ihre weiteren Fortschritte aber wenig beeinflusst, da ja die Dichte der Luft in dieser Höhe gering ist.

Der aufsteigende Luftstrom hat also die Wirkung, dass die Auswürflinge gerade durch die tiefsten, dichtesten Schichten der Atmosfäre befördert werden, ohne bedeutenden Widerstand zu finden; in den höheren Gebieten, wo sie sich isoliren, treffen sie der herrschenden Verdünnung gemäss gleichfalls wenig Widerstand. So kommt man zum Resultat, dass die bei einer continuirlichen Eruption geförderten Projectile durch den Luft-Widerstand wenig gestört, im Aufstieg etwa den Weg zurücklegen, welchen sie im luftleeren Raum machen würden.

Digitized by Google

Erst im Niederfall erfahren sie den vollen Widerstand. Falls sie sehr steil aufflogen, fallen sie eventuell wieder in den aufsteigenden Strom zurück, von welchem sie intensiv gehemmt werden. Es ereignen sich dann Collisionen und die Partikel werden in dem riesigen Sand- und Trümmer-Gebläse scharf bearbeitet. Kleine Partikel werden (da die senkrecht zurückfallenden Massen unbedeutend sind im Verhältnisse zu den aufschiessenden) lange suspendirt gehalten, eventuell wieder in die Höhe getrieben.

Diese Betrachtung steht im Einklang mit der Beobachtung, dass die ersten Explosionen eines Vulkanes, selbst wenn sie heftig waren, die Dampf- und Tuff-Wolken nur bis zu mässiger Höhe treiben, während, wenn der aufsteigende Strom einmal im Gang ist, eine zunehmende Erhöhung der Säule eintritt.

Die ausserordentliche Höhe, welche aus obigen Daten abgeleitet wurde, erklärt sich aus diesen begünstigenden Einflüssen. Während eine Kanone älterer Construction eine Anfangs-Geschwindigkeit von 300—400 *m*, die beste moderne Kanone aber 500 *m* per Secunde erzielt, müssen die Projectile einer sehr heftigen Eruption offenbar noch rascher abfliegen (600—1000 *m* per Secunde).

Die kleinen Auswürflinge, welche als Wolken aufschiessen, erreichen natürlich nicht die maximale Höhe, doch ist dieselbe bei sehr heftigen Eruptionen, z. B. im Fall des Krakatau, auch riesig: Am 20. Mai sah man eine rasch aufsteigende, weisse Dampfwolke, durch welche eine dunkle Wolke mit noch grösserer Schnelligkeit nachschoss. Die Wolkenmasse erreichte an diesem Tage 11 *km* Höhe; später sank die Auswurfs-Höhe auf wenige Kilometer. Bei der gewaltigen explosiven Förderung des 26. August aber schossen die Dampf- und Detritus-Wolken bis zu 30 *km* hoch auf. Wenn die kleinen Partikel (in Schwärmen) diese Höhe erreichen, so erscheinen die oben für grosse Auswürflinge notirten Höhen nicht übertrieben.

Digitized by Google

Die Verbreitung der Tuffe

ist bei so heftigen Eruptionen enorm, wie Fig. 25 (Krakatau 1883) zeigt. Auf Entfernungen von 1000 und selbst 3000 *km* fallen noch merkliche Tuffmengen; eine Fläche, welche so gross ist, wie Europa, empfängt die Niederschläge. Auf einige Tagreisen weit wird die Umgebung des Vulkanes durch Tuffregen geschädigt und in einer radialen Entfernung von einigen Marschstunden ist der Niederschlag vernichtend.

Die Tuffwolke des Krakatau wanderte mindestens mit Eilzugs-Schnelligkeit (je nach der Windrichtung mit 80 bis 130 *km* per Stunde) weiter, sie diffundirte allmählich, blieb jedoch auf riesige Entfernungen merklich: Die Tuffmassen vom 27. August verdunkelten am 30. und 31. in Yokohama (3150 *km* entfernt) die Sonne und successive wurde in noch entfernteren Gebieten die bläuliche Färbung der Sonne und des Mondes beobachtet. In Afrika, Central-Amerika und im stillen Ocean trat die besagte Verfärbung zu einer Zeit ein, welche mit obiger Wander-Schnelligkeit der Staubmassen harmonirt.

Fig. 25. Verbreitung der Tuffe des Krakatau punktirt. Concentrische Linien = Verbreitung der Bebenwellen, gestrichelter Kreis = Hörweite der Detonationen.

Die geförderten Tuffmassen sind in manchen Fällen riesig. Als der Gelungjung, Java, 1822 zerstob, wurden 114 Ortschaften und Ansiedlungen unter der Tuffdecke begraben. Die Tuffe lagen in der Nähe des Vulkanes 10—30 *m* tief.

Während der gewaltige Etna-Strom von 1669 1 *km* Inhalt hat, beläuft sich die Tuff-Förderung einer derartigen Eruption auf 10—20, ja 100 *km*.

Der Krakatau hatte in seinem nächsten Bezirke einen Tuffniederschlag von 60—1 *m* Mächtigkeit, an der Küste von Sumatra (wohin der Wind wehte) mass der Niederschlag 1 bis

Digitized by Google

0·1 *m*, weiter gegen W. (desgleichen an der Küste von Java) einige *cm*. Verbeek berechnet aus diesen Daten, dass auf eine Fläche, welche so gross ist wie Mitteleuropa, etwa 18 km^3 Tuff niederfielen. Zweidrittel dieser Menge fielen innerhalb eines Umkreises von 15 *km* Radius (Fläche = 700 km^2).

Die gigantischesten Tuffmassen dürfte wohl der Vulkan von Sumbava 1815 gefördert haben: In einer Entfernung von 170 *km* vom Vulkan lag der Tuff 0·6 *m* hoch und 400 *km* vom Vulkan lagen noch 0·2 *m* Tuff. In einer Entfernung von 500 *km* war die Luft durch drei Tage lang verfinstert. Eine mässige Rechnung, welche die ungleiche Verteilung der Massen durch den Wind berücksichtigt, ergibt, dass bei dieser gewaltigen Eruption etwa 150 km^3 Tuffmassen gefördert wurden. (Verbeek, Krakatau, p. 131.)

Man begreift, dass so bedeutende Förderungen eine namhafte Verlandung bewirken können. Dass die Verlandung in vielen Fällen doch nicht auffällig ist, erklärt sich aus dem Umstande, dass die Vulkane in Senkungs-Feldern liegen und dass die Aufschüttung immer z. T. durch ein Sinken des Untergrundes compensirt wird (s. Senkungsfeld).

Die Eruptionen werden nicht selten auch von namhaften wässerigen Niederschlägen begleitet. Diese Niederschläge stammen meist von den geförderten Dampfmassen, welche in der kühlen Luft rasch condensirt werden. Liegt im Gebiete des Vulkanes Schnee, so wird dieser durch den heissen Tuffregen, durch das Abfliessen der Lava und durch den Reflex der durchglühten Atmosfäre geschmolzen. Die Fluten ein und der anderen Abstammung durchweichen den Tuffboden und kommen oft mit Tuff gesättigt als verwüstende Schlammströme in die Täler und Ebenen hinab. (Cotopaxi, Island).

Dauer der Eruptionen. Monte Nuovo.

Eine Eruption dauert meist einige Tage oder Wochen. Ausnahmsweise spielt sich der Process binnen wenigen Stunden ab, noch seltener sind jene Fälle, in welchen ein Vulkan fast ununterbrochen durch Jahrhunderte tätig ist (Stromboli,

Digitized by Google

Vulkan von Nicaragua). Ein Beispiel eines kurz andauernden und definitiv abgebrochenen Ausbruches bietet der kleine Tuffkegel Monte Nuovo, welcher im Jahre 1538 binnen weniger Tage in der Ebene von Neapel aufgeworfen wurde, seither aber nie wieder einen Ausbruch erlebt hat. Die Eruption begann am 29. September. 1 Uhr nachts verspürten die Einwohner von Pozzuoli mehrere Erschütterungen und bald darauf flammte in der Nähe der Bäder ein greller Feuerschein auf, welcher rasch anwuchs. Unter Getöse und Beben wurde in dem besagten Gebiete Erde aufgeworfen, ein reichlicher, feuchter Tuffregen fiel nieder. Die Bewohner von Pozzuoli verliessen entsetzt ihre Behausungen, welche schon dicht bedeckt waren von den schwarzen, schlammigen Niederschlägen. Mit ihren Kindern und der fahrenden Habe eilten sie nach Neapel. Andere, welche gar nichts zu retten hatten, giengen, als der Tag graute, die Fische am Strande aufzulesen. Der Strand war nämlich in Folge des Ausbruches auf eine weite Strecke hin trocken gelegt worden und zahlreiche Tiere des Meeres bedeckten denselben.

Untertags sah man im Gebiete der Bäder weisse und schwarze Rauchmassen, welche unter donnerndem Getöse ausgestossen wurden. Ringsum wurde die Gegend vom Tuffregen tief bedeckt, alle Vegetation war verwüstet, das vordem blühende Land war in weitem Umkreis in eine Schlammwüste verwandelt.

Nachdem am vierten Tage die letzte starke Tufförderung stattgefunden hatte, liess die Macht des Ausbruches soweit nach, dass sich mehrere waghalsige Leute in die Nähe der Ausbruchsstelle wagten. Sie berichteten, wie die Gegend ganz verwandelt worden sei. „Wo vordem Häuser und Felder bestanden, stehe nun ein Berg, welcher so hoch sei, wie der Mt. Barbarano; auf dem Gipfel habe der neue Berg (Mt. Nuovo) eine becherförmige Oeffnung, aus welcher Rauch aufsteige.“

Nun drängten sich die Neugierigen herzu, doch gelang das Wagnis nicht allen. Ein Trupp, welcher Sonntag abends den Berg bestieg, wurde durch einen heftigen Qualmausbruch überrascht und 24 Mann erstickten an Ort und Stelle.[1])

[1]) Falconis Bericht, übers. in Hamilton Campi Flegräi. Brief 5. Ferner: Eberus in Calend. histor. 1538. Jb. Min. 1846. p. 699.

Digitized by Google

Tuffmengen. Anwachs der Vulkane.

Die geförderten Tuffmassen dieses einen Ausbruches würden genügen, ein quadratisches Feld von 1 *km* Seite 4 Stock hoch (20 *m*) zu bedecken (= 20 Mill. m^3). Ich setze das einstöckige Haus von 10 *m* Seite als Masseinheit und vergleiche nun die bei einigen Eruptionen geförderten Massen:

Der Vesuv hat bei grossen Eruptionen wiederholt 10.000—20.000 hausgrosse Lavamassen gefördert. Dazu kommt bei einer grossen Vesuveruption wohl mindestens ebenso viel Tuff, so dass eine namhafte Vesuveruption 20.000—40.000 Haus Material fördert. Dreissig derartige Eruptionen pro Jahrhundert entsprechen einer Gesammtförderung von 1 Million Haus = 1 Milliarde m^3 = 1 Kubik-Kilometer. So viel mag ein kleiner Vulkan pro Jahrhundert liefern.

Der im Ring der Somma aufgebaute Vesuvkegel hat etwa (wenn man die schalenförmige Vertiefung des Bodens in Anschlag bringt) 2 km^3 Inhalt, der ganze Somma-Vesuv aber hat (wenn man von der Bodensenkung absieht) wenigstens 130 km^3 Inhalt. Der Centralkegel würde in zwei, der ganze Vulkan aber in 130 Jahrhunderten angeschüttet. Jedenfalls beweisen uns die relativ geringen Wandlungen des Vesuvs binnen 2000 Jahren, dass auch ein so unbedeutender Vulkan namhafte Zeiträume zu seinem Aufbaue braucht.

Breiten wir die Tuffmasse des Mt. Nuovo oder die Lavamasse einer grossen Vesuv-Eruption über den Etna aus, so bildet sie nur eine ganz dünne Decke und denken wir uns einen dem Volum nach gleich bedeutenden Lavastrom vom Gipfel des Etna bis in die Ebene gebreitet, so würde dieser kaum den hundertsten Teil der Bergoberfläche um einige Meter erhöhen. Selbst wenn eine so namhafte Tätigkeit jährlich einmal einträte, wären doch Jahrhunderte nötig, um den Berg in seinem ganzen Gebiete um einige Meter zu erhöhen. Berücksichtigt man überdies die Erosion, welche der Aufschüttung entgegenwirkt, dieselbe zeitweise sogar überflügelt und bedenkt man endlich, dass im allgemeinen nur wenige bedeutende Eruptionen im Laufe eines Jahrhundertes platzgreifen, so begreift man wohl, dass die Geschichte der

Digitized by Google

namhaften Vulkane mit der Geschichte sedimentärer Formationen parallelisirt und mittels dieses Vergleiches zeitlich gemessen werden muss.

Derartige Schätzungen sind natürlich immer sehr mangelhaft, weil man die Verteilung der Tuffe im weiteren Umkreis des Vulkanes, die Abtragung durch Erosion und vor allem die Senkung des Untergrundes vernachlässigt. Die ersten zwei Fehlerquellen liessen sich allenfalls eliminiren, während der dritte Factor, welcher unzweifelhaft der bedeutendste ist, sich der Schätzung entzieht. Nur umfassende Studien über den Bau der vulkanischen Senkungsfelder werden in Stand setzen, den durchschnittlichen Betrag der Senkung schätzungsweise zu ermitteln.

Aus dem langsamen, intermittirenden Anwachsen der Vulkane erklärt sich die Möglichkeit, dass Ansiedelungen und selbst grössere Städte am Fusse eines Vulkanes gedeihen können. Die vernichtenden Katastrofen treffen eben einen bestimmten Punkt so selten, dass die Ansiedler das einmalige Verhängnis auf sich nehmen um der Vorteile willen, welche sie in den langen Zeiten der Ruhe aus ihren Besitzungen ziehen. Nur ausnahmsweise werden Orte im Gebiete eines Vulkanes durch eine Katastrofe vollständig und endgiltig vertilgt (Pompeji).

Gefördertes Material. Stromform. Bewegung der Lava.

Die Tuffe entstehen grösstenteils durch das Zerstieben der ausbrechenden Lava [1]), sie könnten also petrografisch eingeteilt werden, wie diese. Der Aufnahms-Geologe wird aber in den meisten Gebieten sich begnügen, helle, kieselreiche und dunkle, basische Tuffe kartografisch zu trennen. Mitunter wird der vulkanische Detritus im Laufe der Zeit zu einem festen Gestein conglomerirt [2]); häufiger bleibt er aber

[1]) Zum kleineren Teil sind sie Zertrümmerungs-Producte der einstürzenden Kraterwände.

[2]) Die Bimmssteintuffe der neapolitanischen Ebene sind grösstenteils umgewandelt in einen porösen Stein, welcher ein treffliches, leicht bearbeitbares Baumaterial abgibt.

Digitized by Google

lose und unterliegt, wenn der Vulkan ruht, in hohem Masse der Erosion, während die Lavaströme derselben Widerstand leisten und in dem Masse als der Tuffberg nivelliert wird, mit immer markanteren Zügen im Relief hervortreten.

Die basischen, leicht flüssigen Laven bilden, so lange sie über ein steiles Gehänge abfliessen, schmale und dünne Ströme; in der Ebene breiten sie sich zu weiten Decken aus. Die Schnelligkeit des basischen Ergusses beträgt anfangs nicht selten 1—2 *m*, ausnahmsweise 4 und selbst 8 *m* per Secunde. Sie bewegen sich gemeiniglich etwa mit der Schnelligkeit eines Fussgängers (5 *km* per Stunde) und nur ausnahmsweise gehen sie so rasch wie ein Wagen, ja wie ein langsamer Bahnzug; doch verzögert sich diese Eile im allgemeinen rasch. Die Laven des Vesuv und Etna bewahren ihre anfängliche Geschwindigkeit von 1—2 *m* per Secunde höchstens auf eine Strecke von 1—2 *km*, später verlangsamt sich die Bewegung so, dass die Bewohner der tieferen Gehänge gemeiniglich Gelegenheit haben, sich und ihre bewegliche Habe zu retten. [1])

Die äusserst leicht flüssigen Laven des Mauna Loa, Hawai, fliessen hingegen nicht selten mit 20 ja 30 *km* per Stunde ab und sie kommen mitunter 15 *km* (3 Marschstunden) weit, ohne dass die Erstarrung grosse Fortschritte gemacht hätte. [2])

Die Erstarrung der Lava äussert sich zunächst in einer Abnahme der Beweglichkeit, das Magma wird breiig und träg; der weitere Fortgang der Erstarrung ist aber je nach der Inprägnation verschieden. Bald geht die Masse langsam vom zähen in den starren Zustand über, bald bildet sich oberflächlich ein Agglomerat von Schollen und Brocken und der Erguss wandert „wie ein Wall glühender Kohlen" träge vorwärts.

Während dieser Wanderung erstarrt der Glutfluss äusserlich und zwar ringsum, denn er gibt sowohl an die Luft, als auch an den Boden, über welchen er fliesst, Wärme ab. Da nun aber die Bewegung der Lavamassen dem Strome nicht gestatte,

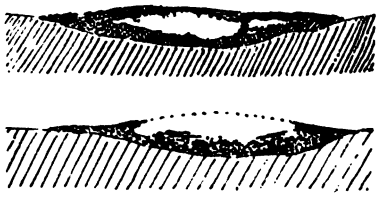
[1]) Der 1 *km* breite Strom, welcher 1631 aus der Flanke des Vesuv hervorbrach, erreichte das 8 *km* entfernte Meer binnen einer Stunde. 3000 Menschen kamen um. Hamilton, Campi, p. 19.

[2]) Dutton, Rep. U. St. Geol. Survey, 1884, Vol. 4, p. 95.

Digitized by Google

die starre Gestalt zu bewahren, so muss die Erstarrungskruste fortwährend nachgeben; sie wird zertrümmert und bildet einen aus einzelnen Schollen zusammengesetzten Panzer, welcher fortwährend zerreisst und wieder vernarbt.[1]) Dieser Panzer bewegt sich unmerklich vorwärts, während die Lavamassen in seinem Inneren nachschieben.

Kommt die Lava vom Berg in die Ebene, so bewegt sie sich der fortschreitenden Erstarrung und der Verminderung des Gefälles gemäss immer langsamer. Fast scheint der Strom stille zu stehen; nur das Krachen, das Aufreissen rotglühender Spalten zwischen dem Gewirre von Schlackentrümmern und das Abstürzen der Schlackenschollen deuten auf ein zwar langsames, aber gewaltiges Vorwälzen.[2]) Vor Gebäuden hält der Lavastrom kurze Zeit inne; nachdem der Widerstand gebrochen ist und die Mauern geworfen sind, setzt der Strom aber seinen durch das Relief des Bodens bedingten Weg langsam und ungehindert fort.


26

27

Erfolgen keine weiteren Nachschübe und ist die Schlackenkruste mächtig und fest, so können durch das Abfließen der noch plastischen Lavamassen im Inneren des Lavastromes Hohlräume entstehen. Der Erstarrungs-Mantel rinnt aus und es entstehen infolge dessen Lavahöhlen.[3]) Fig. 26 zeigt

[1]) Spallanzani vergleicht den Lavastrom treffend mit einem Eisgange. Viaggi I, p. 23. Beaumont, Mem. Geol. France, Vol. 4, p. 176.

[2]) Hoffmann, Geogn. Reise, p. 177: Indem der Lavastrom sich überrollt, pflastert er sich selbst den Weg.

[3]) Die von Krug geschilderte Höhle des Baldar Jökul (Island) ist 1·6 *km* lang. Zahlreiche Lavaströme von Hawai haben tunnelartige Höhlen, welche streckenweise eng sind, dann sich zu 20 *m* weiten und ebenso hohen Domen erweitern und mit wurmförmigem Krümmungen dem Laufe des Stromes folgen. Meist ist das Deckgewölbe der Höhlen erhalten und man kann ihre Existenz nur aus dem dumpfen Dröhnen, welches man beim Begehen der Lavamasse vernimmt, erschliessen; in anderen Fällen ist die Decke auf eine Strecke eingebrochen und die Höhle zugänglich. Einige dieser Höhlen sind über eine Wegstunde lang. Dutton, Ann. Rep. U. St. Geol. Survey, 1884 IV, p. 101.

Digitized by Google

das Profil eines ausgeronnenen Stromes (Lavahöhle), in Fig. 27 ist die Lavakruste niedergebrochen.

Kieselsäurereiche Laven zeichnen sich durch gedrungene, kuppige Form aus. Selten bilden sie gleich den basischen Massen deckenförmige Ergüsse. Die ersteren verlaufen oft als steile, massige Rücken über die Vulkangehänge hinab, während die basischen Laven rasch der Ebene zueilen und daselbst flache Decken bilden. Die basischen Laven brechen gemeiniglich aus secundären Tuffkratern am Gehänge des Vulkans hervor, während die Trachyte oft ohne Tuff-Förderung aus der Eruptionsspalte hervorquellen.

Die Trachytströme sind meist kurz, gedrungen, ausnahmsweise gegabelt; die steilen Flanken, die schroffe Stromstirn zeigen, wie zäh das Magma war. In seiner ganzen Ausdehnung bewahrt der Trachyt-Strom den gedrungenen Karakter. Ein basischer Erguss würde unter übrigens gleichen Verhältnissen sich weit und flach ausgebreitet und nur dort eine ansehnliche Mächtigkeit erlangt haben, wo das Magma sich in einer Mulde sammelt.[1]) Die zähen Laven vertragen steiles Gefälle des Untergrundes (20—30 ja 40°) ohne ihren Zusammenhang zu verlieren, während die leichtflüssigen Laven der Ebene zustreben und an den Gehängen nur dünne Lagen bilden, welche in der Folge rasch erodirt werden.

Die Oberfläche der basischen Laven weist entweder Formen auf, welche durch Stauung, Zerrung oder Windung der erstarrenden Massen entstehen oder aber sie besteht aus einer wirren rissigen Breccie von Lavablöcken und Schollen.[2]) Die kieselsäurereichen Laven haben in der Regel ruhigere Stromformen; nur wenn sie stark durchglast sind, entstehen oberflächlich (selten auch an der Basis des Stromes) scharfe Breccien von Glasfluss und aufgeblähtem Glasfluss (Obsidian und Bimsstein). Zwischen den Strömen und den von ihnen überflossenen Sedimenten trifft man häufig eine Breccie (Grundbreccie), welche aus Trümmern der unterlagernden Gesteine (Tuffe, ältere Laven, Sedimente etc.) und aus Partien des

[1]) Scrope, Volcanos und Centr. France; Hartung: Azoren, 1860, p. 208, 321 und Taf. 2.

[2]) Gegensatz von Fladen- und Blocklava, s. „Erstarren".

Digitized by Google

überlagernden Lavastromes bestehen.[1]) Oft haben die Ströme auch Partien der liegenden Gesteine und Tuffe ergriffen und eingehüllt (überrollte Ströme).

Das Volumen der Lavaströme schwankt innerhalb weiter Grenzen. Namhafte basische Ergüsse sind im Gebiete der Gehänge schmal und nur wenige Meter mächtig, dafür beträgt die Länge eines solchen Stromes meist mehrere Kilometer. Die Breite, welche am Gehänge unbedeutend war, wächst gleichfalls, sobald der Strom die Ebene erreicht, sie beträgt bei namhaften Strömen 1 *km* und mehr; die Dicke des Ergusses steigt im flachen Land auf 10 *m*, in Depressionen sammelt sich die Lava auch 20—50 *m* mächtig an.

Während ein unbedeutender Strom einen Quadrat-Kilometer 10 *m* hoch bedeckt, leisten grosse Ströme das zehnfache. Ein grosser Strom mag z. B. 10 *m* mächtig, 1 *km* breit und 10 *km* (2 Marschstunden) lang sein; er bedeckt 10 km^2 10 *m* hoch oder 1 km^2 100 *m* hoch. Riesige Ergüsse liefern aber noch zehnmal soviel Material = 1 km^3.

Die üblichen Angaben in Cubikmetern oder gar in Cubikfuss geben begreiflicherweise gar keine Vorstellung; überdies sind sie lächerlich, da die sogenannten Berechnungen des Inhaltes der Lavaströme doch nur Schätzungen sind, bei denen Fehler von einer Million Cubikmeter meist nicht ins Gewicht fallen. Da jede Masseinheit zu den wahrscheinlichen Messungsfehlern in einem rationellen Verhältnisse stehen soll, muss der Geologe zu grösseren Masseinheiten greifen. Für geringe Massen schlage ich den Cubus von 10 *m* Seite (das cubische einstöckige Haus) vor. Ein solches „Haus" fasst 1000 cm^3. Für grössere Massen empfiehlt sich der Cubik-Kilometer = 1 Milliarde m^3 = 1 Million „Haus". Auf unseren Fall angewendet ergeben sich folgende Werte:

Stromgrösse:	x Mill. m^3	= x Haus	= x km^3
Kleiner Strom	10	10.000	0·01
Grosser Strom	100	100.000	0·1
Riesiger Strom	1000	1.000.000	1

[1]) Auch an der Basis der mächtigen Massenergüsse Ungarns sowie zwischen den Tiroler Porfyren und den unterlagernden Schiefern liegt häufig eine Grundbreccie. Richthofen; Mojsisovics: Dolomitriffe, p. 151.

Digitized by Google

Die meisten Lavaströme haben nur einige Procent eines Cubik-Kilometers Inhalt, riesige Eruptionen liefern aber ein Cubik-Kilometer = 1 Milliarde Cubikmeter Material.

Als einer der bedeutendsten Ausbrüche von Island (in historischer Zeit) gilt jener des Skaptar, 1783 (Stephensen cit.).

Nachdem heftige Beben durch mehrere Tage angehalten, erfolgte der Ausbruch. Der heisse Bimsstein-Regen schmolz die Schneedecke und es wälzten sich gewaltige Fluten den Niederungen zu. Ein Lavastrom brach hervor, welcher durch eine Bachschlucht von 70 *m* Breite und 100—200 *m* Tiefe wandernd, dieselbe vollständig ausfüllte. Ein nachfolgender Strom stürzte in mächtigen Cascaden über eine Terrasse zur Ebene nieder; zwei Wochen später erfolgte noch ein dritter Erguss. Die Ströme waren 60—80 *km* (1—2 Tagmärsche) lang; in der Ebene erreichten sie eine Breite von 10—24 *km*; je nach der Neigung des Bodens mögen diese Ströme 10—20 und selbst 30 *m* mächtig gewesen sein. Während der grösste Strom des Etna (1669) höchstens 1 km^3 Inhalt hatte, dürfte ein Skaptar-Strom von 1783 wohl 5—10 km^3 messen. Einzelne Ergüsse des Mt. Loa gehören gleichfalls zu den „riesigen". Der Strom von 1855 war 40 *km* lang und im Mittel 5 *km* (Maximum 10 *km*) breit, die Ströme von 1859 und 1881 waren über 50 *km* lang und im Mittel etwa 2·5 *km* breit. Da die Laven sehr dünnflüssig sind, dürfte die mittlere Mächtigkeit wohl sicher unter 10 *m* betragen. Der Inhalt der zwei letzteren Ergüsse beträgt dann etwa 1 km^3, der Strom von 1855 aber 2 km^3.

Noch ungleich bedeutender als diese Ströme war der Tuffausbruch des Krakatau 1883 (18 km^3); dieser aber ist noch unbedeutend gegen die fänomenale Tuff-Förderung des Vulkanes von Sumbava, welcher im Jahre 1815 nach mässiger Schätzung 150 km^3 Tuff auswarf. Die Stromförderung dürfte im allgemeinen durch die grossen Tuff-Förderungen weit übertroffen werden. Ich gebe zum Schluss einige Vergleichswerte:

Förderung:	= x 1000 Haus	= x km^3
Zwergstrom, Etna 1874	1·4	0·001
Kleine Ströme	10—20 [1])	0·01

[1]) Die namhaftesten Ströme des Vesuv gehören noch in die Kategorie der „kleinen" Ströme: Die Schätzungen ergeben für den Strom von

Digitized by Google

Förderung:	= x 1000 Haus	= x km^3
Grosser Etna-Strom 1879	60	0.06
Grosser Etna-Strom 1865	90—100	0·1
Riesiger Etna-Strom 1669	1000	1
Riesenströme des Mt. Loa	1000—2000	1—2
Inhalt des Vesuv-Kegels	2000	2
Riesenströme des Skaptar	5000—10.000	5—10
Tuff-Eruption des Krakatau	18.000	18
Tuff-Eruption Sumbava	150.000	150

Vulkan-Tektonik.

Tuffe, Ströme, Gänge, Contact zeigen dieselben Karaktere in erloschenen, wie in tätigen Vulkan-Gebieten. Auf diese Analogien gestützt, haben schon einige Geologen des vorigen Jahrhunderts gewisse erloschene und erodirte Vulkan-Gebiete als solche erkannt und bezeichnet.[1])

Eine wichtige Erkenntniss, welche man in diesen vulkanischen Gebieten gewann, war die, dass die zerstörten Vulkane in mancher Beziehung mehr Belehrung gewähren, als die tätigen, weil in den ersteren eben auch die tieferen, inneren Teile aufgeschlossen sind.[2]) Geleitet von dieser einfachen Überlegung, werden wir auch die folgenden tektonischen Betrachtungen vorwiegend auf Beobachtungen an erodirten Vulkanen gründen. Ich wähle als guten Typus den erloschenen

---

1737 = 10.000. Erguss von 1779 und vier folgende namhafte Ströme S = 50.000, also per Strom 10.000, 1794 = 20.000, 1855 = 17.000 Haus (Breislak, Roth).

[1]) Den alten italienischen und französischen Geologen verdanken wir die wichtigsten einschlägigen Untersuchungen. Micheli, Guettard (Hist. Acad., Paris 1752). Desmarest (Hist. Acad. 1771, 1773, 1779). Faujas, Brochant (J. Phys, 1779). Montlosier, (Auvergne, 1789). Arduino (Raccolta, 1775, übers. 1778). In Deutschland herrschte lange Zeit Werners neptunische Lehre, sodass die tüchtigen Untersuchungen Ferbers, Voigts, Borns u. a. wenig Beachtung fanden. Als aber Buch und Aubuisson, beide Anhänger Werners, aus der Auvergne als Vulkanisten zurückkamen, war der Bann gebrochen. (Buch, Geogn. Beob. 1802, II, 227, Aubuisson, J. Phys., Vol. 58, p. 310, Vol. 88, p. 432).

[2]) Strange, Dolomieu betonen die teoretische Wichtigkeit erloschener Vulkangebiete. J. des Mines 41, p. 395.

Digitized by Google

Vulkan von Padua.[1])

Wenn wir vom Campanile von Venedig gegen Westen blicken, sehen wir einen langen Zug von Hügeln in der Ebene 300—500 *m* hoch aufragen. In der Mitte der Tuffberg Monte Venda, rechts (im Norden) der fast ebenso hohe Trachytberg Monte Madonna (beide über 500 *m*), im Süden der Trachytberg Ventolon und der kleine Monselice (Fig. 28). Das sind die Reste eines Vulkanes, welcher während des Tertiär in der Gegend zwischen Padua und Este sich aufbaute; die punktirte Linie in Fig. 28 reconstruirt die ehemalige Ausdeh-

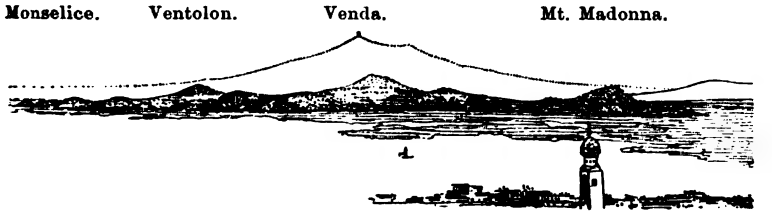


Fig. 28.

nung des Vulkanes. Heute ist die Einheit des Gebietes durch Erosion zerstört; statt des einfachen Kegelberges sehen wir eine Gruppe kuppiger Tuff- und Trachyt-Berge, welche auf einem Sockel von Kalksedimenten ruht. Die Erosions-Täler, welche tief in die sedimentäre Basis eingreifen, verlaufen vom Tuffcentrum radial gegen die Ebene.

Die sedimentäre Basis besteht fast ausschliesslich aus flach liegendem Kreidekalk (Scaglia = obere Kreide, darunter nur an wenigen Stellen Jura), welcher in mehreren Gebieten Trachyt-Ströme[2]) und umgeschwemmte Trachyt-Tuffe concordant eingeschaltet enthält.

Während der Kreidezeit war dies Gebiet vom Meere bedeckt, es lagerten sich Kalke ab (welche durch die beigemischten Tuffe einen eigentümlichen Habitus erhielten), einzelne Trachyt-Ströme und submarine Tuff-Förderungen er-

[1]) Rio, Zigno, v. Rath, Sness, cit. in Reyer Euganeen (Bau und Geschichte des Vulkanes von Padua) 1877, p. 6.

[2]) Dass diese Trachyt-Lager wirklich Ergüsse waren und nicht als Lagergänge gedeutet werden dürfen, wird später dargetan.

Digitized by Google

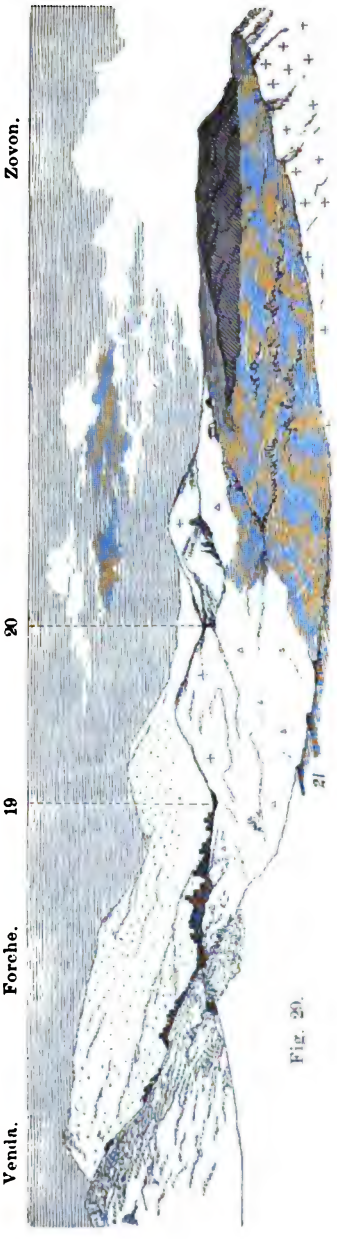


Fig. 20.

folgten, die Ergüsse wurden wieder von Kreidekalk überlagert und so bildete sich schliesslich jener Complex vicarirender Trachyt-Ströme und Kalkablagerungen, welcher uns heute in den Erosionstälern aufgeschlossen vor Augen liegt. Zum Schlusse der Kreidezeit ändert sich der Karakter sämmtlicher Gesteine. Die Trachyt-Ergüsse, welche dem obersten Horizont der Kreide eingeschaltet sind, enthalten einige basische, augitreische Partien (Schlieren) und über den Kreidesedimenten folgen dann Ströme von Augitandesit (vicarirend mit untergeordnetem Hornblende-Andesit). Mit dieser Wandlung des Magma geht eine entsprechende Änderung der Sedimente Hand in Hand. Die hellen tuffigen Kalke der Kreide gehen allmählig in die dunklen eocänen Mergel über; im ersten Falle wurden eben helle Tuffe den Kreidekalken beigemengt, während die eocänen Sedimente durch die Einmischung der dunklen Tuffe einen wesentlich anderen Karakter erhalten mussten.

Schon zum Schlusse der Kreidezeit dürfte (wie die mit den Kreidekalken vicarirenden Trachyt-Tuffe von Cingolina vermuten lassen) ein kleiner centraler Tuffkegel über das Meer aufgeragt haben. Im Eocän wurde der kleine weisse Kegel durch dunkle Tuffmassen überschüttet und vergrössert; der Kegel wuchs an und blieb dunkel bis zum Schlusse des Eocän.

Digitized by Google

Gegen die Periferie vicariren die dunklen Tuffe mit eocänen Mergeln, in welchen sich local Landpflanzen und Kohlen-Schmitzen sowie einige dünne Numuliten-Bänke eingeschaltet finden. Über den eocänen dunklen Tuffen und Andesiten folgen wieder junge trachytische Massen, und zwar im Centrum gewaltige, helle Tuffanhäufungen, gegen die Periferie aber jene mächtigen Trachyt-Kuppen, welche das heutige Relief bestimmen. Fig. 29 zeigt die Reihenfolge der Gesteine in einem landschaftlichen Bilde, welches an Statt eines Profiles dienen kann. Die liegenden (mit Kreuzen bezeichneten) Gesteinsmassen sind die mächtigen Ergüsse der ob. Kreide (Zovon 22, vgl. die geol. Karte der Enganeen); darüber folgen die (dunkel straffirten) eocänen Mergel mit eingeschal-

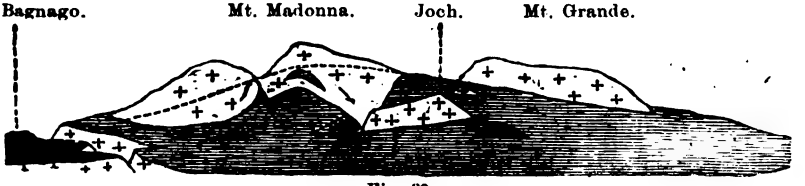


Fig. 30.

tetem (noch dunkler straffirtem) mächtigem Andesit-Strom, welcher als zweite Terrasse über der Trachyt-Terrasse von Zovon ragt. Im Tal (von Schivanoja) sieht man Trachyt- und Andesit-Ströme (21) gleichfalls dem Mergel eingeschaltet. In höherem Nivo folgen die dünnen Ströme von Hornblende-Andesit (19, 20). Dieser ganze Complex ist überlagert von den jüngeren (posteocänen) Trachyt-Tuffen [1]) (Mt. Venda), durch welche der junge Trachytgang Forche wie eine Mauer aufsetzt. Aus diesem Gange floss eine jener gewaltigen Trachytmassen ab, welche heute im Mt. Madonna und Altorre alle übrigen Gebilde der Periferie bedecken und überragen. Im Oligocän erfolgten in einem beschränkten Gebiete (Sieve bei Battaglia, vgl. die Karte) basischere Ergüsse, dann erlosch der Vulkan. Fig. 30 veranschaulicht die mächtigen tertiären Trachyt-Anhäufungen des Gebietes Mt. Madonna und Mt. Grande.

[1]) Bei 21 reichen diese hellen Tuffmassen bis ins Tal hinab; sie sind verrutscht und haben die älteren z. T. erodirten eocänen Massen überkleidet.

Digitized by Google

Diese Ströme liegen über einem sanft kuppig ansteigenden Kreideplato, unterhalb der Kreide liegen aber die der Kreide eingeschalteten alten Trachyt-Ergüsse von Zovon etc. links unten im Bild.

Landschaftlicher Karakter. Überblick.

Am Tuffkegel Mt. Venda stehend, überblickt man trefflich den central-radialen Bau des Gebirges, die centrale Tuffmasse von mauerartig aufragenden Gängen durchsetzt, ringsum die Trachyt-Kuppen auf sedimentärer Basis ruhend. Radial verlaufen vom Centrum aus die Erosionstäler, welche sich in den sedimentären Sockel des Vulkans einschneiden. Jedes Gebilde hat seine karakteristische Form und Farbe. Da sehen wir weithin die rotgelben dünnschichtigen Kreidekalke von dünnem Strauchwerk und armen Feldern schwach übergrünt. Darüber lagern die von üppigem Buschwald überkleideten Trachyt-Kuppen (Reste der mächtigen tertiären Trachyt-Ströme). Im Centrum steigen die weissen Tuffrücken des Venda auf, deren steile Gehänge von Buschwäldern beherrscht werden; weisse Tuff- und Trümmerhalden und Regenschrunden reichen zwischen den Waldbeständen hinab gegen die Ebene; Gangkämme ragen wie öde Mauerruinen aus den Tuffgehängen auf.

Rings um den Tuffberg sieht man auf den Kreideplatos und Gehängen, wo gerade keine Trachyt-Kuppen aufsitzen, Weingärten und reiche Felder; die Cultur hat sich all jene Plätze zugeeignet, wo auf dem unwirtlichen Kreidekalk tiefgründige, dunkle Andesit-Tuffe oder fruchtbare eocäne Mergel auflagern.

Combiniren wir die vorgeführten Tatsachen, so erhalten wir die folgende historische Skizze: Zur Kreidezeit stand hier ein seichtes Meer, unterseeisch ergossen sich während dieser ganzen Epoche Trachyt-Ströme. Sie wechsellagerten mit den gleichzeitig sich bildenden Kreidekalken. Der flache Tuffkegel wuchs gegen Ende der besagten Epoche über den Meeresspiegel empor. Mit dem Eocän werden basischere Massen gefördert; ein kleiner, dunkler Tuffkegel ragt aus dem Meere auf; von ihm aus haben sich Andesit-Ströme ergossen. Als

Digitized by Google

gleichzeitige vicarirende Sedimente wurden Mergel und dünne Mumulitenbänke abgelagert. Es folgt die zweite, posteocäne Trachyt-Epoche. Ein mächtiger, weisser Tuffkegel steigt über dem kleinen dunklen Vulkan auf. Viele Gänge durchbrechen diese Tuffmassen, von ihnen fliessen die Trachyt-Ströme weit hinaus in die Ebene und ins Meer; dort formt die Brandung aus ihnen viele kleine Inseln.

Die Ströme sind rings um den Tuffkegel verteilt, die Gänge setzen zumeist im Tuffkegel auf und laufen radial vom Centrum aus. Lange ist die Erosion dieses weissen Insel-Vulkanes durch die aufschüttende Tätigkeit des Berges überboten worden. Endlich aber (während des Oligocaen) ersterben die Ausbrüche. Seitdem haben Erosion und Vegetation freies Spiel.

So ist es lange geblieben. In junger Zeit hat sich das Meer vom Insel-Vulkan zurückgezogen, Sümpfe und Torfmoore umringten die Berggruppe, Pfahlbauer siedelten sich an. Der ehemalige Meeresboden ist heute ein blühendes, reich bevölkertes Gartenland geworden, aus welchem der erloschene Insel-Vulkan als anmutige Berggruppe aufragt.

Dieses Beispiel zeigt uns die durch die Erosion tief aufgeschlossenen, und z. T. zerstörten vulkanischen Gebilde, es macht uns auch vertraut mit den bedeutenden Zeiträumen, welche die Bildungsgeschichte mancher Vulkane umfasst. Im Folgenden sollen die einzelnen tektonischen Elemente gesondert betrachtet werden.

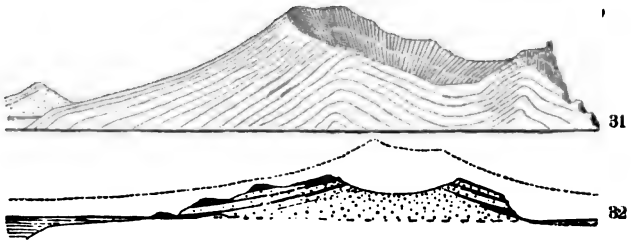
Bau und Erosion des Tuffkegels.

Der durch Tuffanhäufung gebildete Kegel hat, dieser Genesis entsprechend, einen antiklinalen Aufbau und eine centrale Einsenkung (er gleicht tektonisch dem durch den Ameisenlöwen aufgeworfenen Sandkrater). Die groben Auswurfsmassen werden nahe dem Centrum abgelagert, während weiterhin feinerer Tuff niederfällt. Das Material lagert sich mit dem Maximum der Böschung ab (30—50°); doch gilt dies nur für die obersten Teile der Vulkane und für diese nur kurze Zeit nach Ablauf der letzten Eruption. Grosse oder seit

Digitized by Google

längerer Zeit erloschene Vulkane weisen viel geringere Böschung auf, weil erstens die geförderten Tuffmassen in weiterem Umkreis viel spärlicher niederfallen, als in nächster Nähe des Centrums, zweitens weil die Gewässer gerade an den tieferen Gehängen stark nivellirend eingreifen. Dies sind die Gründe, warum jeder grosse, tätige Vulkan zwar einen steilen Gipfel, aber einen sanft ansteigenden Fuss hat.

Der innere Aufbau des Tuffkegels wird dem Blicke nicht selten erschlossen durch Einsturz des Kraters oder durch Erosion desselben. In beiden Fällen beobachtet man gemeiniglich eine vielfache Wechsellagerung von Tuff- und Lavabänken. Beide haben ein mit dem Gehänge harmonirendes



Fallen. Fig. 31 (Cap Miseno, Scrope) zeigt einen durch Erosion schön aufgeschlossenen Tuffkegel, Fig. 32 (Caldeira del Corvo, Lanzerote, Hartung) gibt das Profil eines erodirten Vulkanes mit eingeschalteten Strömen.

Zahlreiche Gänge, welche den wiederholten Aufspaltungen und Eruptionen ihr Dasein verdanken, durchqueren diese Tuff- und Lavamassen. Mitunter sieht man noch den Zusammenhang ein oder des anderen Ganges mit dem zugehörenden Ergusse (Decke, bez. Lavalager) noch erhalten.[1])

Die Erosion verwüstet unter allen vulkanischen Gebilden zuerst den losen Tuffkegel. Die Gewässer rieseln in der Richtung der Kegelgehänge nach allen Seiten ab, sie verursachen Rinnsale und Erosions-Schluchten (Barancas), welche vom Centrum radial auslaufen. In diesen einmal eingeschlagenen Richtungen wirken die Gewässer fort, bis die centrale Tuff-

[1]) Beschreibungen der Somma geben Necker (Nöggereths Sammlung, 1825, II, p. 110), Dufrenoy, Mem. Geol. France IV, p. 227; Roth, Vesuv 1857.

Digitized by Google

anhäufung nivellirt ist.[1]) Die im Krater erloschener Vulkane sich ansammelnden Wassermassen (Kraterseen) finden gleichfalls häufig einen Abfluss, was zur Folge hat, dass der centrale Kessel allmählich mit einer Radialschlucht verschmilzt.

Besonders intensiv ist die Wirkung der Erosion in Gegenden mit periodischer Regenzeit. Dann rieseln mächtige Bäche über das Gehänge herab, sie wühlen sich in die steilen Gehänge ein und breiten das transportirte Material zu Füssen des Vulkanes flach aus. In Folge dessen fließen die Gewässer in den niederen Teilen der Schlucht ruhig, während sie in den oberen steilen Gebieten der „Baranken" als Kaskaden und Sturzbäche schäumen und wühlen. So wirkt die Erosion in den Höhen gewaltig, während sich im flachen Schluchtboden wenig ändert. Die Schlucht bleibt mithin in der Periferie des Kegels schmal und unbedeutend, während die Gewässer im Tuffcentrum immer weitere Gebiete auswühlen.

Oft greifen mehrere derartige steilwandige Kessel in den Kegel ein. Zwischen ihnen bleiben bald Paltos stehen, bald nur schmale Rücken, welche gegen das Centrum des Berges verlaufen. Dana[2]) beobachtet die Wirkung der Erosion in ihren verschiedenen Stadien an der Hawaiischen Inselreihe.

Am Mauna Loa, dessen Flanken immer wieder von Lava überflossen und von Detritus überschüttet werden, sind noch keine tiefen Furchen erodirt, der Mauna Kea hat auf seiner, dem Wind und Regen ausgesetzten Seite 100 *m* tiefe Rinnen, welche halbwegs bis zum Gipfel reichen. Und je weiter man in der besagten Vulkanreihe gegen W. fortschreitet, um so tiefer erodirte Vulkane trifft man. Offenbar wurde die vulkanische Tätigkeit in dieser Reihe sprungweise verlegt, eine in vulkanischen Gebieten häufige Erscheinung (siehe Verschiebung).

---

[1]) Im Vulkan von Padua greifen die Radialtäler längst schon in die sedimentäre Basis ein und werden ihre Radialität wohl noch bewahren, wenn der centrale Tuffkegel, welcher die radiale Anordnung der Täler ursprünglich bedingt hat, längst beseitigt sein wird.

[2]) Dana Explor. Exped. 1838, p. 282, 386, 590. Reiss: Palma 1861, p, 55 f. Hartung (Madeira 1864, p. 38, 81 u. Taf 1) und Drasche (Reunion 1878, p. 35).

Digitized by Google

Verteilung der Lavaströme.

Die centrale Anordnung der Tuffmassen hat eine radiale Verteilung der Ströme zur Folge. Der Erguss fliesst, wenn er nicht sehr zähe ist, rasch über das Gehänge ab; am Abhang bleiben nur dünne Lavamassen, während die Ergüsse in der Ebene sich häufen. In der Ebene ruht das mächtige

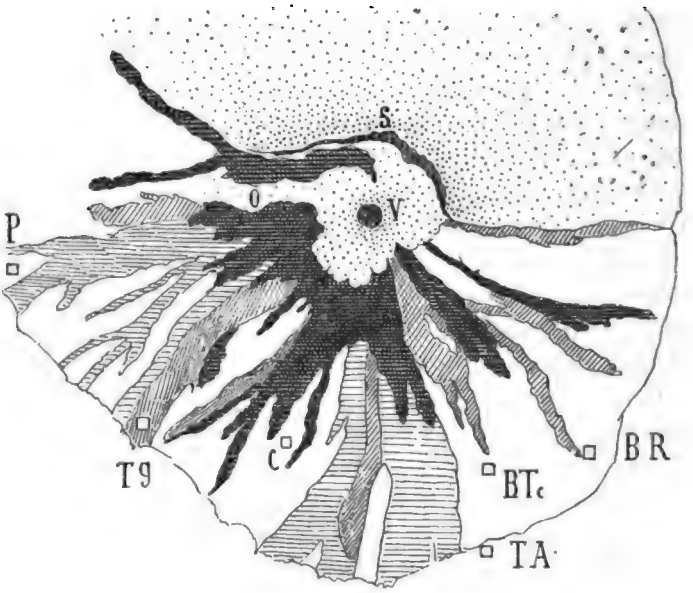


Fig. 33. Vesuv. Ströme des 19. Jahrh. dunkel, 18. Jahrh. schräg, 17. Jahrh. horizontal straffirt, ältere Ergüsse weiss. S = Somma, P = Portici, T G = Torre Greco, T A = Torre Annunziata.

Stromende, mit der Stromstirn vom Krater wegschauend. Es ist klar, dass diese Verhältnisse für den Tektoniker mitunter von Wichtigkeit werden können; wenn andere Momente fehlen, wird ihm die Existenz des ehemaligen Eruptions-Centrums durch die Richtung und Massenverteilung der Ströme angedeutet.[1])

[1]) Im Gebiete des Vulkanes von Padua schauen die alten Trachyt-Ströme (Altorre, Bognago etc.) mit dem starken Stromende gegen die Ebene hinaus, während der schwache Oberteil der Ströme gegen das Tuffcentrum des Vulkanes weist.

Digitized by Google

Ausser den gemeinen, radial fliessenden, Strömen (1) trifft man 2. mitunter im Krater in loco erstarrte Lavamassen (Kraterknoten, Kraterkuppen), 3. im Falle der Centralkrater von einem Bruchkrater umringt ist, sammeln sich in dem ringförmigen Tal ringförmige Ergüsse (Ring-Ergüsse.[1])

Die Verteilung der Lavaströme ist oft sehr ungleichmässig, was sich auf die folgenden Ursachen zurückführen lässt:

1. Es kann sich ein excentrischer Bruchkrater bilden; dann fliessen die Ströme nach jener Seite des Vulkanes ab, welche tiefer zerstört wurde. So hat der Somma-Bruchkrater die südlichen Gehänge des alten Somma-Vesuv tief zerstört, während die nördlichen Somma-Gehänge hoch aufragen; daher fliessen die meisten Ergüsse in der Richtung gegen das Meer ab, wie Fig. 33 zeigt.

2. Reicht ein mächtiges Kesseltal bis nahe an das Centrum des Vulkans, so müssen alle in jenem Gebiete erfolgenden Ausbrüche ihre Ströme am Ausgang des Tales anhäufen. Dies können wir z. B. am Etna beobachten, wo mächtige Systeme von Lavaströmen am Ausgange des Val Bove liegen.

3. Der Verlauf der Hauptspalten veranlasst die Eruptionsmassen, vorwiegend in einem bestimmten Gebiete des Kegels hervorzubrechen.

4. Der Kegel kann an einer Stelle besonders schwach sein; dann werden dort viele Radialspalten entstehen, wodurch entsprechende Strom-Anhäufungen verursacht werden.[2])

Diese Ansammlungen treten natürlich in erodirten Vulkangebieten ausgezeichnet hervor, weil sie der Erosion widerstehen. Sie bleiben schliesslich erhalten, während das, ehedem über alle anderen Gebilde hervorragende Tuffcentrum der Erosion verfällt.

---

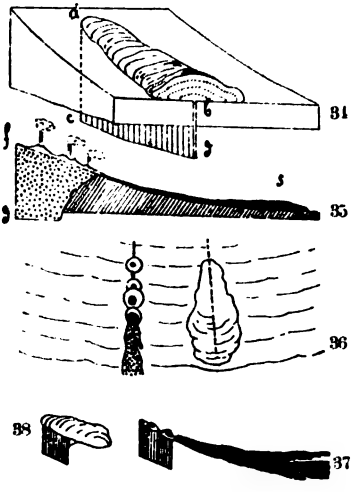
[1]) Das Ringtal, welches den Vesuv von der Summa trennt, heisst Atrio: Suess bezeichnet die Ring-Ergüsse als Atrial-Ergüsse. Suess, Erde, I, 192

[2]) Locale Gangschwärme und Stromanhäufungen im Gebiete des Vulkans von Padua.

Digitized by Google

Zusammenhang der Ergüsse mit den Gängen.

War der Ausbruch lateral, so muss der Erguss mit dem Gange zusammenhängen (Fig. 34 bis 38). Die entstehende Gestaltung wird natürlich durch die Form des Stromes bedingt sein. Zähe, gedrungene Ergüsse bleiben mit dem zugehörigen Gange in naher Beziehung (Fig. 34, 37), ja sie stauen sich mitunter innerhalb des Kraters (s. Kraterkuppens). Leichtflüssige, basische Ströme wandern dagegen oft weit und erstarren ferne von dem, den Kegel durchsetzenden Gange in der Ebene (Fig. 35, 37). Fig. 36 zeigt links den Aufblick auf die Ursprungsstelle eines leichtflüssigen Ergusses, welcher von den kleinen Secundärkegeln abfliesst, zur Rechten sieht man einen zähen in loco aufgestauten Erguss. In letzterem Falle wird der Zusammenhang zwischen Gang und Strom (bez. Kuppe) erhalten bleiben, bis fast der ganze Erguss erodirt ist; im ersten Falle hingegen zerstört die Erosion mit Leichtigkeit den dünnen Oberlauf des basischen Ergusses.



Dann ist der im Tuffkegel steckende Gang isolirt von dem ursprünglich mit ihm verbundenen, dicken Stromende. Es entstehen weit vom Muttergange abgelegene Kuppen. Als Regel wird man aufstellen können, dass massige, gedrungene Ergüsse mit ihrem Gang im Zusammenhang bleiben, während flache (vom Vulkankegel abfliessende) Ströme durch die Erosion vom Gange abgelöst werden. Mit der Zeit können sie bis auf den dicken Teil zerstört werden. Dieser hat dann allerdings auch die Form einer Kuppe; der Tektoniker wird aber solche ganglose Erosions-Kuppen gewiss nicht mit

Digitized by Google

den in loco emporgedrungenen (primären) Quellkuppen verwechseln.[1]) (S. Kuppen).

Fälle, in welchen der Zusammenhang einer Quell-Kuppe mit dem bez. Eruptionsgang erhalten und entweder durch Erosion oder durch Bergbau aufgeschlossen sind, findet man in Credner (Geol. 1887, p. 163).

Die Gänge werden natürlich durch die Erosion gleichfalls zerstört, doch ragen sie, wenn das Nebengestein der

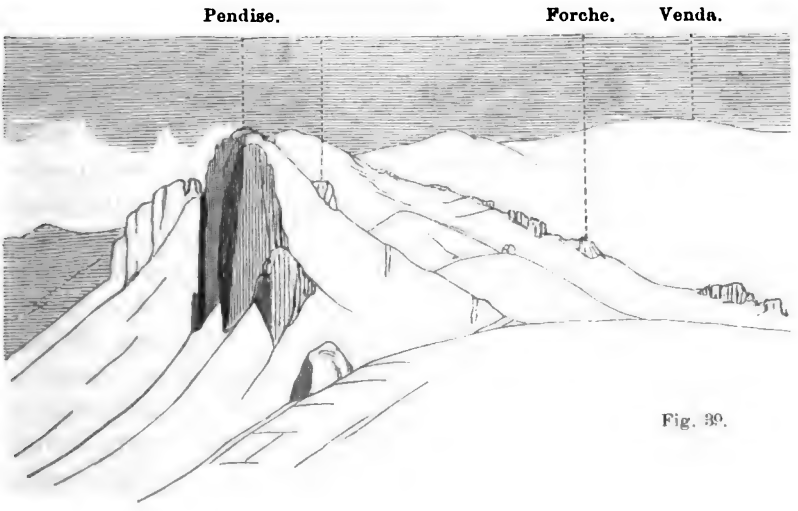


Fig. 30.

Erosion weniger Widerstand leistet, als das Gangmaterial, über die Umgebung als Mauern hervor, welche meist nur einige Meter mächtig und auf kurze Strecken aufgeschlossen sind.[2]) Ausnahmsweise kann man die Gangmauern auf einige 100 *m* weit verfolgen (Gang Forche und Pendise, Vulkan von Padua). So mächtige Gänge schwellen wohl local auch bis zu einer

[1]) Viele Geologen zeichnen fälschlich im Profil zu jeder Kuppe einen in die Tiefe hinabsetzenden Stiel. Dies entspricht bei den Trachyt-Ergüssen oft, bei den basischen Kuppen aber (welche meist Erosions-Kuppen sind) selten der Wirklichkeit.

[2]) Setzen die Gänge in einem Gesteine auf, welches der Verwitterung und Erosion besser Widerstand leistet, als das Ganggestein, so werden die Gänge markirt durch entsprechende grabenförmige Vertiefungen. Schöne Aufschlüsse dieser Art trifft man an nackten Gehängen oder in Bachbetten.

Digitized by Google

Fig. 40.
Gang Pendise
und
Ezzelinsburg.

Mächtigkeit von 10 bis 50 *m* an. Ein schönes Beispiel bietet der Gang Pendise (Vulkan von Padua), dessen Verlauf in der Landschaft durch Fig. 39 (nach Suess) veranschaulicht wird und dessen mächtigster Teil in Fig. 40 dargestellt ist. In anderen Fällen fehlen dem Vorkommnisse auffallende Merkmale (Mauergestalt und Contact); man sieht nur eine Blockserie, deren tektonische Bedeutung nicht zu eruiren ist, wenn man nicht den Contact blosslegt oder in einer bestimmten Richtung verlaufende, steil gestellte Fluctuation, Schlieren oder plattgedrückte Blasen nachweisen kann (s. tektonische Elemente).

Radialgänge.

Ich schildere zunächst eine Lateral-Eruption, dann wollen wir die Relicte derartiger Vorgänge in erodirten Gebieten aufsuchen: Als gutes Beispiel wähle ich die Etna-Eruption von 1865. [1])

In der Nacht des 31. Januar 1865 wurden die Anwohner des Mt. Frumento (eines auf dem östlichen Etna-Gehänge aufsitzenden secundären Tuffkegels) durch Erdbeben aufgeschreckt; sie sahen in der Gegend des genannten Tuffkegels einen starken Feuerschein. Der folgende Tag war stürmisch

[1]) Silvestri: Atti Accad. Catania (mit guten Abbildungen), im Auszug in der Z. geol. Ges. 1869.

Digitized by Google

und verdüstert durch reichlichen Tuffregen. Die Flanken des Etna wurden weit hinaus in die Ebene vom Beben erschüttert. Am 2. Februar besuchte Silvestri die Gegend des Ausbruches, woselbst er eine Spalte sah, welche in radialer Richtung durch das Gehänge des Etna gerissen war. Vom Mt. Frumento an zählte man sieben neu entstandene Tuffkegel, welche hintereinander auf der Spalte aufsassen; diese

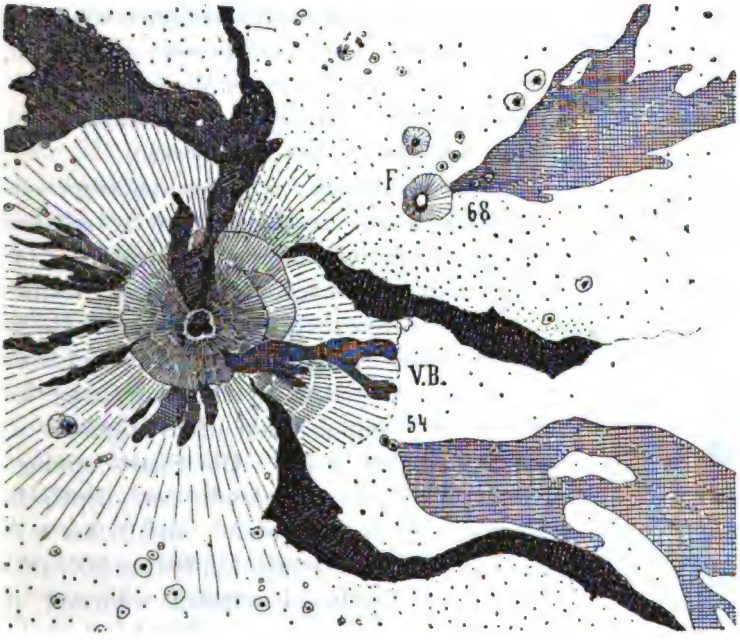


Fig. 41. Etna-Gipfel. V B = Kesseltal Valbove, dessen Gehänge dunkel gehalten sind; im Grund des Valbove der Strom von 1854. F = Mt. Frumento mit dem Erguss von 1868.

Kegel hatten einen Kraterdurchmesser von 10—90 *m*. Aus allen Kegeln wurde anfangs Lava gefördert, nach einigen Tagen aber floss die Lava nur mehr aus dem tiefsten der erwähnten Radialkegel ab. Der Strom bewegte sich in der Nähe der Radialkegel über den Abhang mit einer Schnelligkeit von 25 *m* per Minute (ein Fussgänger marschirt dreimal so rasch). Je mehr der Erguss sich der Ebene näherte, um so langsamer floss er und um so mehr breitete er sich aus. Während er in den ersten 60 Stunden 6 *km* weit kam, bewegte er

Digitized by Google

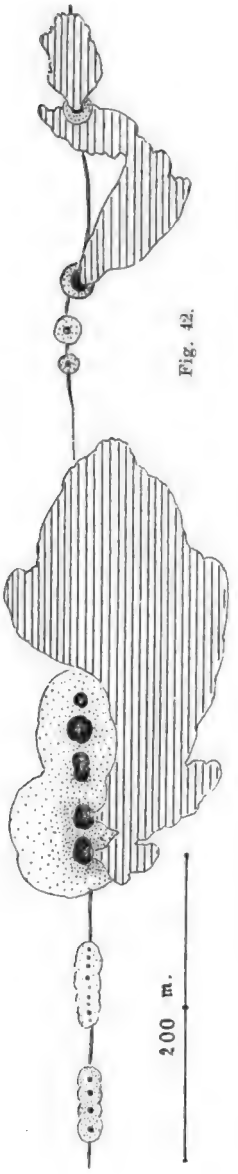


Fig. 42.

sich in den folgenden Tagen nur mehr unbedeutend und wuchs mehr in die Breite und Dicke, als in die Länge, indem die frischen Nachschübe in den oberen Teilen des Stromes die Kruste durchbrachen und über die älteren Ergussmassen überflossen. Durchschnittlich war der Strom etwa 10 *m* dick, an einer Stelle schwoll er bis 50 *m* an. Die geförderten Massen betrugen etwa 90 Mill. m^3 (90·000 hausgrosse Massen). Die Fläche einer Grossstadt von einer Wegstunde Durchmesser würden durch diese Lavamassen 4 *m* hoch bedeckt (1 km^2 90 *m* hoch).

Das Erdbeben, welches Anfangs einen Streifen vom 7 *km* Länge und 1 *km* Breite (der Radialspalte entlang) beherrschte, localisirte sich in den folgenden Tagen; schliesslich wurden nur mehr die Lippen der Radialspalte selbst durch die Eruption erschüttert.

Ein anderer karakteristischer, aber kurz währender Radial-Ausbruch ereignete sich am 29. August 1874. [1]) Die Spalte gieng in diesem Falle vom Nordende des elliptischen Kraters aus und erstreckte sich 5 *km* weit; an der breitesten Stelle klaffte sie 50—60 *m*. 35 kleine Tuffkegel wurden während des kurzen, aber heftigen Ausbruches auf der Spalte aufgeworfen. Ein Zwergstrom (60 *m* breit, 150 *m* lang, 1·4 Mill. m^3 Inhalt) ergoss sich aus den untersten Kegeln. Nach siebenstündiger Dauer war der Ausbruch erloschen.

Der Verlauf der zahlreichen älteren Radial-Spalten des Etna ist zu entnehmen aus der Verteilung der parasitischen Kegelserien, welche die Karte aufweist. Fig. 42 zeigt eine Radialspalte mit Kegeln und Ergüssen (Etna 1883).

[1]) Silvestri. Bol. Comit. Geol. Ital. 1874, übers. von G. v. Rath im N. Jb. Mineral 1875.

Digitized by Google

Meist sind die secundären Kegel unbedeutend, ihre Grösse beträgt oft nur einige *m* und erreicht selten 100—200 *m*. (Mt. Rossi & Minardo, Etna). Sie erliegen bald der Erosion, da sie nach abgeschlossener Eruption nie wieder einen Zuwachs erhalten. Mitunter aber sind die Dimensionen der Radialkegel doch so gross, dass sie eine selbständige Bedeutung neben dem Hauptkegel erlangen, ja es kann (wenn die Radialspalte in die Fortsetzung einer bedeutenderen Hauptspalte der Erdkruste fällt), der Anfangs untergeordnete Flankenkegel zum Hauptberge werden und den vormaligen Muttervulkan überwachsen.

Dass derartige Radialausbrüche nicht durch den Druck der im Hauptkrater aufsteigenden Lava verursacht werden, ist schon von Unzer behauptet worden. Dieser Autor führt aus, dass die Seitenspalten in den Vulkanen durch die Wut der Ausbrüche aufgerissen würden.[1]) Das schussartige Empordringen der Eruption ist in der Tat geeignet, eine derartige Zerklüftung des lockeren Aschenkegels zu bewirken; ist eine solche Spalte einmal gebildet, dann fällt es natürlich der im Krater anstehenden Lava nicht schwer, der Kluft zu folgen und am Gehänge des Berges hervorzubrechen.[2])

Dass rasch wirkende, centrale Stösse starre Platten radial zerspalten, beobachtet man an Glasscheiben, welche durch eine harte Spitze oder einen Schuss getroffen werden. Auch Explosionen, welche unter einer Eisdecke stattfinden, erzeugen eine centrale Zertrümmerungs-Zone, von welcher zahlreiche Radialrisse weithin in die Eisplatte eingreifen.[3])

Eine derart regelmässige Verteilung von Radialrissen gilt für homogene Körper und eine rein central wirkende Kraft. In den Vulkanen wird in Folge der Ungleichheit des Materiales auch die Verteilung der Risse modifizirt. Ferner fällt hier ins Gewicht, dass das eruptive Material auf einer Längs-

[1]) Unzer. Unters. über die Erde. 1768, p. 266.

[2]) Stand die Lava im Hauptkrater hoch an, so genügt der hydrostatische Druck mitunter, das eruptive Material in Form mächtiger Springstrahlen aus der Radialspalte hervorzupressen (s. M. Loa).

[3]) Silberschlag. Klosterbergische Versuche. 1768, p. 257; Dinglers J. 1830. Vol. 35, p. 354.

Digitized by Google

(ausnahmsweise auch auf einer Querplatte) empordringt: demzufolge wird man in Vulkangebieten besonders häufig Kegelserien treffen, welche mit dem Hauptgange harmoniren.

Radialausbrüche wurden mehrfach von den alten Autoren beschrieben. In der Folge gerieten diese Beobachtungen in Vergessenheit und erst v. Sartorius, Lyell und Suess haben diesen Teil der Vulkan-Tektonik wieder belebt, indem sie zeigen, wie man durch Beobachtungen der Radialspalten in Stand gesetzt wird, alte Vulkangebiete zu reconstruiren. [1])

Die besagte Spaltbildung im Kegel ist nicht selten begleitet von Verwerfung. Der eine Verwerfungsrand ist manchmal gestaut, Seitensprünge laufen mitunter von der Radialspalte aus. [2]) Die Spalte klafft meist nur wenige Meter, selten kommt es vor, dass der Riss so stark ist, dass er für lange Zeit als tiefe Schlucht erhalten bleibt.

Natürlich beherrscht der Radialriss, bez. Gang nur die oberen Partien des Kegelberges, je tiefer, je grösser der Druck der überlastenden Gesteinsmassen, desto geringer muss auch

---

[1]) Spallanzani (Viaggi, Taf. 1) giebt ein gutes Bild der berühmten Etna-Eruption von 1779, welche Catania verwüstete. Man sieht da, wie eine riesige Spalte vom Gipfel des Berges in radialer Richtung bis zum Fusse herabreicht Zwei grosse Tuffberge (die Monti Rossi bei Nicolosi) sitzen auf der Spalte, an mehreren Punkten des Risses dringt der gewaltige Strom hervor.

Buch (Beob. 1809, II. 137 und Canar. Inseln, p. 363) weist nach, dass bei Flanken-Ausbrüchen oft mehrere Tuffhügel auf einer Linie hintereinander aufsitzen; diese Linie entspreche einer Spalte, welche vom Gipfel gegen den Fuss des Vulkanes verlaufe. Virlet betont, dass durch den Andrang einer Eruption notwendig radial gestellte Risse entstehen müssen (Bul. Soc. Geol. 1833). Krug weist Radial-Eruptionen auf Island nach (Karst. Arch. 1834). Beaumont beobachtete am Cantal und Mt. Dore (Centr. Frankreich) eine radiale Anordnung der Gänge und leitet diese aus einem sternförmigen Zerspringen des Vulkankegels in Folge der Eruption ab. (Mem. Geol. France 1834, II. 223 und IV. 96; der Autor verbindet diese Beobachtung mit der Erhebungs-Hypotese. Cit. IV, p. 20, 117). Sartorius zeigt die Convergenz der Gänge gegen das alte Eruptions-Centrum im Valbove (Etna); Suess weist die Radialität der Gänge im Vulkan von Padua nach und reconstruirt auf Grund dieser Beobachtung den Vulkan.

[2]) Beaumont. Mem. Geol. France 1838, Vol. 4, pag. 111. Roth, Vesuv, p. 187, 191. Abich, Atlas, Etna, Taf. 5, 6. Roth, Jb. Min. 1870, p. 57.

Digitized by Google

der zerklüftende Effekt einer Eruption sein. Die Radialrisse werden demnach, je tiefer wir in die Basis des Vulkanes eindringen (*a* in Fig. 43), desto kürzer werden; endlich verschmelzen die mit dem Hauptgange, auf welchem der Vulkan aufsitzt. Im Profilmodell (Fig. 43) sieht man den antiklinalen Aufbau des Tuffkegels *cd*, den Radialgang *abe*, welcher einerseits mit dem Vulkanschlot, anderseits mit den secundären

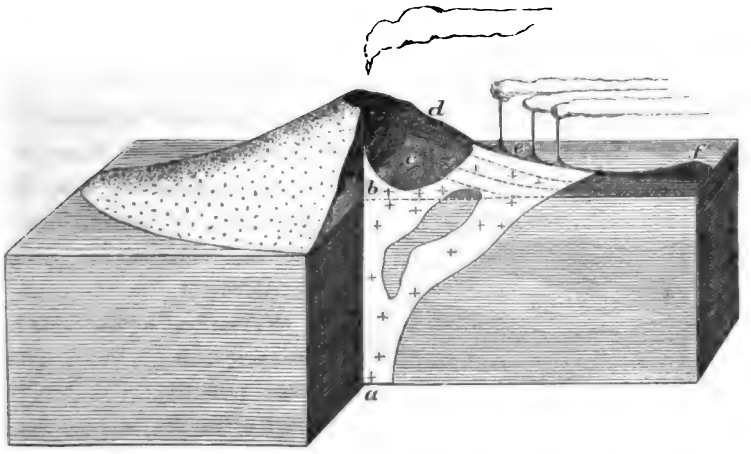


Fig. 43.

Eruptionskegeln der Radialspalte *e* zusammenhängt und durch diese den Strom *f* in die Ebene entsendet.

Mit der Spaltbildung ist immer eine Dislocation verbunden. Diese Verschiebung nach den unebenen Spaltflächen hat zur Folge, dass da und dort convex auf convex, concav auf concav trifft. Die aufdringende Lava wird nun in diese Spalte mit ihren wechselvollen Verengungen und Weitungen injicirt. Die injicirte Masse, welche als Gang bezeichnet wird, stellt sich als discontinuirliche Gesteinslage mit lenticularen Anschwellungen dar. Legen wir durch dieselbe in irgend einer Richtung einen Schnitt, so können wir als Regel erwarten, dass die mauerförmige Gesteinsmasse nach kürzerem oder längerem Verlaufe sich verjüngt und endlich ganz aufhört. Durch Denudation blossgelegte Gänge keilen in horizontaler, wie in verticaler Richtung oft nach kurzem Verlaufe aus.

Digitized by Google

In Fig. 43 sehen wir auch eine Lücke im Radialgang *abe* dargestellt. An dieser Stelle trafen zwei Convexitäten der verworfenen Spaltwände aufeinander. Würden wir von oben herab den Gang bis zu dieser Stelle sondiren, so müssten wir constatiren, dass er an dieser Stelle auskeilt.

Bewegung der Lava im Gang.

Fig. 44 stellt eine Verwerfungsspalte vor. Wie bewegt sich in derselben die Lava? Wie jede andere Flüssigkeit wird sie an den Wandungen zufolge der Reibung fast stille stehen, im Centrum hingegen am schnellsten vorwärts dringen. Die Teile der Lava, welche nicht durch neue heisse Partien ersetzt werden, geben ihre Wärme ab und erstarren. So fliesst die Lava in einem aus der eigenen Substanz gebildeten Mantel.

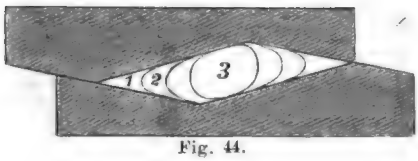


Fig. 44.

Ferner ist es klar, dass die Wandreibung bei 1 grösser sein wird als bei 2, bei 2 grösser als bei 3. Je grösser die Wandreibung, desto geringer die Bewegung; je geringer die Bewegung, desto geringer die Temperaturzufuhr als Ersatz für die an die Umgebung verlorene Wärme. Folglich wird zunächst 1, dann 2 erstarren. So baut sich die Lava einen ovalen Kanal 3, welcher durch fortwährenden Lava- (und Wärme-) Nachschub offen gehalten wird.

Auf ihrem langen Verlaufe hat die Spalte nicht immer denselben Querschnitt. Sie besteht ja aus einem Verbande linsenförmiger Erweiterungen, welche durch enge Partien miteinander zusammenhängen. In den Weitungen wird die Lava schneller, in den Verengungen langsamer fliessen. Die Enge wird durch partielles Erstarren noch mehr verengt, sie wächst zu, während die Weitung durch die rasch durchfliessende Lava offen gehalten wird. So baut sich die Lava, den Spaltweitungen folgend, einen Kanal (oder mehrere) dessen Lumen durch das Lumen der grössten Gangverengungen bestimmt wird. Also nicht der ganze Gang ist in Bewegung, nicht

Digitized by Google

auf der ganzen Spalte dringt die Lava vor. In dem einmal gebildeten Injectionsgange werden ein oder mehrere Kanäle gebildet und offen gehalten. Sie reichen durch denselben vom Centrum des Vulkans bis an die Oberfläche des Kegels. Sie schlängeln sich durch den Gang, seinen Weitungen folgend, vergleichbar Wasseradern, welche im Körper einer Eismasse fliessen. Auch in diesen Kanälen erstarrt die Lava mit dem Ende des Ausbruches.

Die Radial-Gänge sind karakteristische Glieder der Vulkan-Centra. In tief erodirten vulkanischen Gebieten ragen sie als Schwärme radialer Mauern aus dem Tuffcentrum auf. Fig. 45 zeigt, wie die Gänge des Vulkanes von Padua gegen das (helle) Tuffcentrum convergiren (die hellen Tuffe werden von den dunkel punktirten, basischen, eocänen Tuffen unterlagert).

An tätigen Vulkanen sieht man die Gänge nur selten am Gehänge entblösst, da ihre Erosion gemeiniglich durch die anhaltende Aufschüttung verhindert wird; dagegen bieten die inneren Abstürze der Explosions- und Einsturz-Krater treffliche Profil-Aufschlüsse. So stürzt die Somma auf eine Erstreckung von einer Wegstunde mit 300 *m* hohen Wänden ab; hier sieht man eine mannigfaltige Wechsellagerung von Tuffen und Strömen, welche von zahlreichen Gängen durchschwärmt ist.

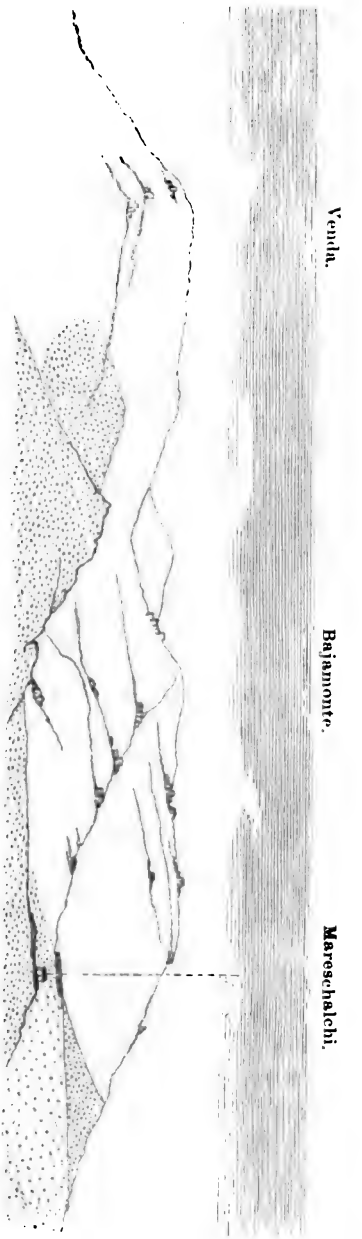


Fig. 45.

Digitized by Google

Radialgänge und Hauptgang.

Es ist zu beachten, dass nicht bloss durch die Explosionen Gehänge-Klaffe entstehen können, sondern dass auch jede tief greifende Dislocation der Erdkruste (Längs- oder Querbruch) den Tuffkegel durchsetzen kann. Mag der Vulkan auf einer mächtigen Spalte oder auf der Kreuzung zweier Spalten aufsitzen, die Klaffe im Kegel werden in beiden Fällen das Centrum schneiden. Sie unterscheiden sich dem Streichen nach nicht von den oberflächlich gebildeten Radialgängen; doch liegt die Vermutung nahe, dass wenigstens ein Teil der Kratergänge, welche in der Richtung der Hauptverwerfungen des Grundgebirges liegen, durch Dislocationen des Grundgebirges bedingt sei. Diese Vermutung gewinnt einen hohen Grad von Wahrscheinlichkeit, wenn ein Gang das Centrum des Vulkanes durchsetzt.

Auf eine solche tiefe Hauptverwerfung dürfte sich die Etna-Eruption von 1879 beziehen. [1])

Während des Oktober 1878 war das Gebiet von Mineo erschüttert worden; im December und im Frühjahre 1879 zeigten die Schlammquellen von Paterno eine erhöhte Tätigkeit, im Mai aber erfolgte in der Fortsetzung der Linie Mineo-Paterno der Ausbruch. Die Eruptions-Spalte hatte sich bereits im Jahre 1874 gebildet. Damals entstand eine NNO streichende, 5 *km* lange Spalte, welche vom elliptischen Krater ausging und die N.-Gehänge des Etna in der Richtung N. 30.0 durchsetzte. 35 Kegel waren damals auf dieser Spalte aufgeschüttet und ein kleiner Lavastrom war gefördert worden, welcher jedoch nach zwei Tagen versiegte. Diese alte Spalte wurde nun wieder dislocirt und nach beiden Seiten verlängert, so dass sie nun 10 *km* mass. Die südliche Fortsetzung der Spalte förderte nur während eines Tages Lava, während die nördliche Fortsetzung einen namhaften Strom lieferte.

Wir werden später sehen, dass ausserdem ein Querbruch (welcher Verschiebungen des Centrums und die Entstehung des Explosionstales Valbove verursacht hat) von eminenter Wichtigkeit für die Tektonik dieses Vulkanes ist. (S. Etna.)

[1]) Silvestri: Eruzione dell' Etna 1879, s. Z. geol. Gesellsch. 1879.

Digitized by Google

Hauptgänge.

Die Unmöglichkeit der Annahme einer Kraft, welche ein rundes Loch durch die Erdkruste stosst, sowie die Beobachtung, dass die Vulkane häufig reihenweise auftreten, hat zur Annahme geführt, dass dieselben auf einer Hauptspalte der Erdkruste aufsitzen.[1]) Am Hekla, Island, Fig. 46, beobachtet man diese reihenförmige Anordnung trefflich, auch in anderen Gebieten von Island liegen oft 20—100 grössere oder kleinere Vulkane reihenweise angeordnet „wie Knospen eines Reises". Die Vulkanserie von Laki, Island, welche fünf Wegstunden lang ist, besteht aus 34 grösseren und 60 kleinen Kratern (s. Hellands Karte; Credner, Geol., Fig. 29).

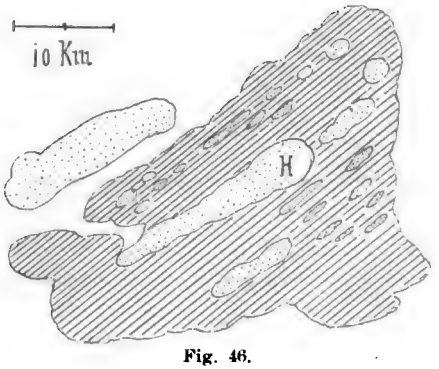


Fig. 46.

Auf Lanzerote entstand im Jahre 1730 eine Spalte, auf welcher 25 Kegel aufgeschüttet wurden; der höchste ragte nahezu 300 *m* hoch.[2])

Der im vorigen Jahrhunderte entstandene Vulkan Jorullo, Mexico, besteht aus einer Reihe von Tuffkegeln, welche auf einem Massenergusse aufsitzen; in diesem Falle wurde ein Lavaerguss gefördert, durch ihn brachen sich die zerstäubenden Massen ihren Weg und schütteten eine Serie namhafter Tuffkegel über dem Lavafladen auf. Der Verlauf der Kegelserie harmonirt natürlich in allen diesen Fällen mit der Richtung der Hauptspalte (welche im letzteren Falle unter dem mächtigen Lavaergusse verborgen liegt.

Werden in einem Gebiete vorwaltend Lavamassen gefördert, so zeigen auch diese unter Umständen die reihenförmige Anordnung[3]), doch wird durch die seitliche Aus-

[1]) Buch, Canar. Inseln, 1825, p. 326. Scrope, Volcanos, 1825, p. 187.
[2]) Hartung, Fuertaventura, 1857, p. 20.
[3]) Kuppenreihen in Nord-Böhmen, Rhön etc. Leonh. Jb. 1827, p. 97. Gutberlet, Jb., Min. 1845, p. 133

Digitized by Google

breitung der Ergussmassen in den meisten Fällen die Klarheit der Anordnung gestört. Endlich lassen auch die Fänomene bei unterseeischen Ausbrüchen mitunter den Verlauf der Eruptions-Spalte erschliessen. So erfolgten in der Nähe der Insel Terceira noch anhaltend Beben am 1. Juni 1867 1 *km* von der Küste entfernt intermittirende Wallungen des Meeres, welche am 5. Juni mit vermehrter Gewalt wiederkehrten. Die gewaltigen Wasserwälle und Wasserdome wurden kurze Zeit über 100 *m* hoch geworfen. Die Wassermassen waren dunkel gefärbt von beigemischtem Detritus, die obersten Teile der wallenden Wassergebilde wurden vom Sturme in weisse Wolken zerblasen. Die räumliche Ausdehnung der aufgeworfenen Wassermassen war ausgezeichnet linear: die Eruptions-Linie hatte eine Länge von 5 *km* (1 Marschstunde) und verlief in der Richtung O.-W.[1])

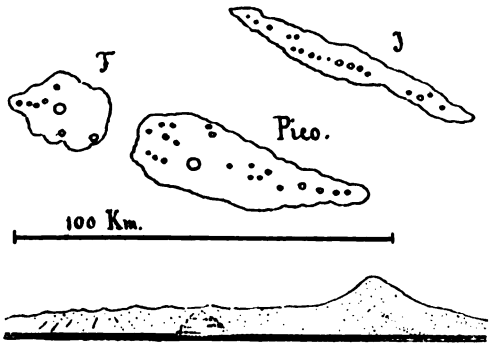


Fig. 47. F = Fajal, J = Jorge. Fig. 48. Pico von Miguel aus gesehen.

Ob über der Hauptspalte eine Vulkanreihe, ein Vulkanrücken oder ein Einzel-Vulkan entsteht, hängt von Umständen ab. Reicht an irgend einer Stelle der Hauptspalte ein Complex von Spaltweitungen bis an die Oberfläche der Erde und ist der Andrang der Lava grösser als die Wandreibung, so wird die Injection zur Eruption. Erfolgt auch nur ein Detritus-Schuss aus der Spaltmündung, so ist der Vulkan in der weitesten Bedeutung des Wortes ins Dasein getreten. Wenn die Spaltweitungen an vielen Stellen der Hauptspalte bis an den Tag reichen, entsteht eine Vulkanreihe; liegen die Weitungen sehr nahe aneinander, so vereinen sich die geförderten Massen zu einem zusammenhängenden Vulkanrücken (Fig. 47, 48).

---

[1]) Fouqué, Revue des cours sc. 1868.

Digitized by Google

Nicht selten treten neben einer Hauptspalte (parallele) Nebenspalten auf. Erfolgen auch auf diesen Ausbrüche, so entstehen doppelte und mehrfache Vulkanreihen; doch springt dieser Parallelismus häufig nicht ins Auge, weil die Reihen in der Natur eben oft unterbrochen sind; besonders verwirrt wird das Bild, wenn mehrere kurze Hauptgänge nebeneinander liegen und wenn auf jedem derselben nur sporadisch Vulkane auftreten. Dann glaubt man ein ganz regelloses Gewirre von Einzelvulkanen vor sich zu haben und erst eine eingehende tektonische Untersuchung lässt die innere Anordnung erkennen.

Diese Erscheinungen werden noch complicirter durch den Umstand, dass ausser den Längsspalten oft auch Querspalten auftreten. So fanden Fritsch und Reiss im drei Stunden langen Ananga-Rücken auf Teneriffa ein dichtes Gedränge von Gängen, welche zum grossen Teil parallel mit der Hauptspalte verlaufen. Daneben beobachtet man aber auch Quergänge (im Orotava-Rücken).[1]) Auch Richthofen hebt hervor, dass die Vulkane nicht nur auf Längs-, sondern auch auf Quergängen stehen.[2]) Die Vulkane von Central-Amerika stehen allem Anschein nach auf Querspalten,[3]) beim Papandajang und Etna wird das Relief wesentlich durch den Verlauf einer Querspalte bestimmt etc. (s. Etna).

Bewegung des Magma im Hauptgang.

Die Bewegung erfolgt im Wesentlichen in der sub Radialgang erörterten Weise. Die Lava hält sich in dem einmal gebildeten Gange den gangbarsten Weg offen.

Die Neptunisten haben unter anderen gewichtigen Einwänden gegen die Vulkanisten wiederholt hervorgehoben, dass es schwer vorzustellen sei, wie eine doch nicht weit über den Schmelzpunkt erhitzte Masse den riesigen Weg bis an die Erdoberfläche in einer verhältnissmässig engen und in ihren oberen Teilen kalten Gangspalte zurücklegen könne, ohne vor

[1]) Fritsch-Reiss, Teneriffa, 1868, p. 28, 67.
[2]) v. Richthofen, Mem. Acad. Cal. 1868, p. 81.
[3]) Dollfuss, Karte dieses Gebietes in Suess Erde, Vol. 1, p. 122.

Digitized by Google

Erreichung des Zieles zu erstarren. Die Vulkanisten blieben meines Wissens die Antwort schuldig. Herr Kogelmann, mit welchem ich die Frage erörterte, fand die folgende plausible Lösung:

In den kühlen Teilen des Ganges wird das aufdringende Magma allerdings partiell erstarren, dies führt aber keineswegs zu einer Stockung der ganzen Masse, weil die zuerst erstarrenden Partien sich sogleich an die Wände der Spalte anlegen.

Der Förderschlot wird in dieser Weise gleich beim ersten Andringen des Magma mit Massen ausgekleidet (gepflastert), welche zwar nicht mehr heiss genug sind, um selbst emporzudringen, die aber doch noch so heiss sind, dass die Wärme-Abgabe des aufdringenden Magma auf ein Minimum reducirt wird. Die Lava kleidet sich also beim Empordringen ihren Förderweg sogleich mit heissem Material aus und wird hiedurch in die Lage versetzt, den Weg bis an die Erdoberfläche zurückzulegen, ohne viel von ihrer ursprünglichen Temperatur einzubüssen.

Wenn man die Wandreibung und die Impregnation des Magma ins Auge fasst, werden manche befremdliche Erscheinungen erklärlich: Ruht ein Vulkan, während sein Nachbar einem heftigen Ausbruche unterliegt, so liegt das wohl in den Verhältnissen der Minimalquerschnitte der Hauptspalte. Der ruhigere Vulkan steht eben unter übrigens gleichen Verhältnissen über einer local stark verengten Spalte, der tätigere über einer weiten. Mit den Dislocationen in der Hauptspalte welche dem nächsten Ausbruche vorangehen, wird vielleicht das Verhältniss gerade umgekehrt. Dann schweigt der vordem tätige, und der vordem ruhende Vulkan erleidet einen heftigen Ausbruch, weil jetzt in ihm der Querschnitt der Spalte vergrössert, die Wandreibung verringert ist.

Auch in zwei benachbarten Eruptionsöffnungen im selben Krater mag der Horizont der Lava ein verschiedener sein.[1]) In der weiteren Spalte mag die Lava aufkochen und zu De-

[1]) Hoffmann beobachtet am Stromboli in verschiedenen Horizonten verschieden tätige Kratermündungen. Hinterl. Werke. II. p. 524. Vgl. Dutton, Hawai cit.

Digitized by Google

tritusgarben zerfahren, während sie in der Nachbarspalte, mit starker Verengung, nur bis zu einem bestimmten Nivo steigt und da stehen bleibt, wenig beeinflusst von den Nachschüben, welche auf dem bequemeren Wege entweichen.

Hätte Gay-Lussac die Wandreibung berücksichtigt, so hätte er die Infiltrationshypothese in anderer Weise oder gar nicht bekämpft. Er behauptet,[1]) die Lava könne unmöglich aus einem Vulkane auf dem Lande ausbrechen, während in viel tieferem Nivo des benachbarten Meeresgrundes eine Spalte existire, durch welche das Wasser Zutritt zum Erinnern erhalte. Die Lava müsse aus der tieferliegenden Spalte, also am Meeresgrund austreten. Abgesehen davon, dass man, um das Eindringen des Wassers zu erklären, keine Spalte anzunehmen braucht, ist selbst unter der Voraussetzung, welche Gay Lussac macht, ein Ausbruch aus dem Landvulkane doch denkbar. Die Spalte am Seegrunde mag weit genug sein, um Wasser hinab, aber zugleich zu eng sein, um Lava heraufdringen zu lassen. Dann muss die Lava wohl aus dem hochliegenden Vulkane, der auf der weiten Hauptspalte aufsitzt, ausfliessen.

Endlich scheinen mir auch Scrope und Herschel die Wandreibung zu unterschätzen, wenn sie behaupten, die Lava müsse im Krater Ebbe- und Fluterscheinungen zeigen.[2]) Wohl folgt die Flutwelle des starren Erdballes dem Monde. Die Lavamasse aber ist durch eine so gewaltige Wandreibung gefesselt, dass der Einfluss, den die Mondanziehung auf das flüssige Erdmagma ausübt, gewiss nicht an der Oberfläche der Lava im Krater sich äussern kann.

Dimensionen der Hauptgänge.

Wo der Eruptions-Gang an der Erdoberfläche mündet, da sitzt der Vulkan auf. Fasst man die Mächtigkeit der Erdkruste und die Tiefenausdehnung des Hauptganges ins Auge, so wird man sich darüber klar, dass dieser Gang wesentlicher

[1]) Gay Lussac, Ann. phys. chim 22, p. 415.

[2]) Lyell: Princ. 1873, II, p. 229 Vgl. Guarini-Palmieri-Scachi: Incendio 1855, p 76. Perrey: L'Institut 1859, p. 25.

Digitized by Google

und bedeutsamer ist, als der aufgeschüttete Kegel. „Der Tuffberg ist ebensowenig die Hauptsache an einem Vulkan, als die Halde die Hauptsache an einem Schacht ist. Der Vulkan ist (gleich der Halde) nur ein aufgeworfener Wulst am oberen Rande eines aus grosser Tiefe heraufreichenden Kanales.“ [1])

Die Länge des Hauptganges dürfte bei manchen namhaften Einzel-Vulkanen 20 mal so gross sein, als die Höhe des betreffenden Berges und oftmals steckt gewiss im Gange mehr Eruptionsmaterial, als an der Erdoberfläche abgelagert erscheint. Diese durchgreifenden tektonischen Gebilde behaupten unzweifelhaft neben den Eruptivstraten einen ganz bedeutenden Anteil am Aufbau der Erdkruste.

Die Hauptgänge, auf welchen Vulkanreihen aufsitzen, oder aus welchen seriale Massen-Eruptionen gefördert werden, haben auch eine entsprechend grosse horizontale Ausdehnung: Der durchschnittlich 20 *m* starke Trappgang von Durham, NO. England lässt sich 100 *km* weit verfolgen. der Trappgang von Neu-Schottland ist 200 *km* weit aufgeschlossen etc. In solchen Gängen steckt, wenn man die Dicke der Erdkruste berücksichtigt, eine bedeutende Menge von eruptivem Material.

Blosgelegte Hauptgänge.

Ob ein mit Eruptivmaterial erfüllter, durch Erosion aufgeschlossener Gang seinerzeit nur injicirt wurde, oder ob Material aus dem betreffenden Gange gefördert wurde, lässt sich nur dann mit einiger Sicherheit entscheiden, wenn der Ganginhalt mannigfaltig ist; in diesem Falle (insb. wenn man in der Gangweitung anderes Eruptivmaterial antrifft. als in den engen, auskeilenden Partien des Ganges) darf man den Gang mit Wahrscheinlichkeit als Eruptivgang deuten (in welchem Partien mehrerer verschiedenartiger, successive geförderter Eruptivmassen stecken geblieben sind). Ist der Ganginhalt in einem derartigen Falle schlierig, so haben sich die Ergüsse, wie man aus der Verschweissung und Verschlierung der Massen entnimmt, in einem Zuge abgespielt;

[1]) Naumann, Geogn. 1850, I, 78.

Digitized by Google

lag dagegen zwischen je zwei Eruptionen eine längere Pause, so erstarrte die erste Gangfülle und die jüngeren Nachschübe werden sich scharf von der älteren Gangfülle trennen.[1])

Sehr häufig trifft man mehrere parallele Hauptgänge nebeneinander,[2]) eine Erscheinung, welche für tiefe Rupturen überhaupt karakteristisch ist. Ausser den Injections- und Eruptionsgängen beobachtet man in solchen Gebieten oft auch Gänge, deren Streichen mit dem der Eruptionsgänge zusammentrifft, welche aber nicht mit eruptivem Material, sondern mit Trümmerwerk oder mit hydatogenen Mineralien (Quarz, Flussspat, Calcit, Erzen etc.) erfüllt sind. Schon der Parallelismus legt die Vermutung nahe, dass diese Gänge demselben mechanischen Vorgange ihr Dasein verdanken, wie die Eruptionsgänge. Überdies zeigt die Erzführung dieser Gänge nicht selten eine innige verwandtschaftliche Beziehung zu dem Material der Eruptivgänge.

Als Genossen dieser Längsgänge erscheinen oft auch Quergänge; in Gebieten, welche wiederholt von bedeutenden tektonischen Störungen betroffen wurden, beobachtet man sogar zwei oder mehr Systeme verschiedenaltriger Längs- und Quergänge, deren Sonderung nur möglich wird, wenn man Parallismus und Ganginhalt verfolgt: Die Parallelgänge mit analogem mineralischem Inhalt gehören einer Dislocations-Epoche an; sie bilden mit den Quergängen, welche ihnen mineralogisch gleichen, eine Einheit.[3])

Cylindrische Gänge (Gangstöcke) dürften, wie ich aus secundären Erscheinungen schliesse, nicht selten vorkommen. Ich habe ausgeführt, dass die Lava, den Gangweitungen folgend, zur Erdoberfläche dringt; schon hieraus folgt, dass die Lavamasse in vielen Fällen nur eine geringe horizontale Erstreckung haben kann. Nun kommt dazu, dass, wo

[1]) Z. B. Kjerulf: Christiania 1855, p. 59.

[2]) Vgl. Beche, Vorschule übers. Dieffenbach, 1852, p. 496; Naumann, Geogn. 1854, II., 699.

[3]) Die Freiberger Grubenkarten weisen verschiedenaltrige Gangcomplexe auf, deren einzelne Glieder ihre Zusammengehörigkeit durch übereinstimmende Paragenesis documentiren. Vgl. Müller in Cottas Gangstudien, II, Taf. 1.

Digitized by Google

eine solche Weitung existirt (wie die Erfahrung in Bergwerken zeigt), leicht Erweiterungen durch Niederbruch der Wände erfolgen. Diese Brüche halten sich naturgemäss nur an die, durch die Verwerfung geschaffene Gangweitung, weil die Wände sich in den engeren Partien gegenseitig stützen. Die Folge ist, dass schliesslich rundliche (meist elliptische) Bruchröhren entstehen, welche in manchen Fällen mit einer gleichfalls elliptischen Öffnung an der Erdoberfläche münden.

Das Vorkommen der Einsturzkrater und Maare lässt uns auf eine derartige röhren- oder zapfenförmige Fortsetzung des Bruchgebietes in der Tiefe schliessen.

Ein durch Bergbau gut aufgeschlossenes Beispiel bietet der Meissner, dessen Basaltdecke mit einer cylindrischen etwa 100 *m* mächtigen Gangmasse zusammenhängt.[1]) Bei Klausen ist eine gewaltige Ausweitung des Hauptganges gegen unten durch Bergbau aufgeschlossen. Im Erzgebirg und bei Schlackenwald sind mehrere walzenförmig niedersetzende Granitmassen aufgeschlossen, deren Genesis so ihre Erklärung finden dürfte etc.

Das tektonische Bild eines Vulkanes

gestaltet sich nach dem Vorstehenden folgendermassen: Der Hauptgang zerteilt sich nahe der Erdoberfläche in einen Stern von Radialgängen. Der vom Gangsystem durchsetzte Berg besteht aus Tuffmassen von antiklinalem Aufbau. Ströme fliessen in radialer Richtung vom Tuffberg hinab, sie schauen mit der mächtigen Stromstirn vom Centrum weg. Greift die Erosion ein, so wird zunächst der lose Tuffkrater zerstört, man sieht im Tuffgebiet einen Stern von Radialgängen, umgeben von einem Kranz von Kuppen. Greift die Erosion noch tiefer, so werden die Hauptgänge blossgelegt. Neben ihnen treten oft auch Mineralgänge auf, welche sich durch Parallelismus und übereinstimmenden Ganginhalt als Produkte eines einheitlichen Verwerfungs-Prozesses (als Geschwistergänge erweisen.[2])

[1]) Moesta, Meissner 1867, p. 25, Taf. 2.

[2]) Reyer, Fysik. Erupt. Suess bezeichnet die successiven Fasen der Erosion als Denudationsreihe. Suess, Erde I, 190.

Digitized by Google

Für die Erkennung eines erodirten Vulkangebietes hat man nach dem bisher Ausgeführten folgende Anhaltspunkte:

1. Die Beschaffenheit des eruptiven Materiales (Laven, Tuffe, Contact).

2. Krater oder, wo diese erodirt sind, Tuffanhäufungen. Der antiklinale Aufbau, der radiale Verlauf der Erosionstäler und die Anhäufung der groben Auswürflinge nahe dem ehemaligen Krater zeigen die Lage des Centrums an.

3. Periferisch verteilte Ströme (Decken oder Kuppen), welche mit dem dicken Stromende vom Centrum wegschauen.

4. Radialgänge convergiren gegen das Centrum; die Gangnatur wird, wenn ein klarer Kontakt fehlt, erkannt an der serien- oder mauerartigen Anordnung der fest gefügten Blöcke und am Verlauf der Schlieren, der Fluctuation und der Blasen im Gangmaterial.

5. Wenn alles eruptive Material erodirt ist, verrät unter Umständen der Hauptgang die ehemalige Lage des Eruptions-Centrums.

Hebung, Senkung und Verschiebung im Gebiete der Vulkane.

Moro hatte, durch das Auftauchen vulkanischer Inseln (Santorin) aus dem Meere angeregt, behauptet, die Gebirge würden durch eruptive Prozesse gehoben.[1])

Ein neuerlicher Ausbruch von Santorin, 1866 (Fig. 49 und 50) hat Gelegenheit geboten, den fundamentalen Irrtum, welcher dieser Anschauung zu Grunde liegt, aufzudecken. Bei dieser Katastrofe quoll ein mächtiger Erguss im Meer empor, während ein Stück der alten Lavaklippen (gegen den vom Wasser bedeckten Eruptivschlund hin) versank; im übrigen wurde das Relief der Umgebung, sowie des Meeresgrundes nur wenig geändert. Die aufquellenden Lavamassen stauten sich hoch auf, sie wurden aber durch nachschiebende gasreiche Förderungen im Bereiche des Eruptions-Centrums z. T. zerstört. Heftige Explosionen zerrissen die aufgekuppte Masse und reichlicher vulkanischer Detritus lagerte sich über die

[1]) Moro, De 'crostacei 1740 übers. 1751.

Digitized by Google

Flanken des eröffneten Kraters ab. Trotz der partiellen Zerstörung betrug die Mächtigkeit des damals geförderten Trachyt-Ergusses doch nahezu 200 *m*. Aber weder diese Masse, noch der ältere Keimeni-Rücken, welcher gleich den jüngeren Eruptiv-Gebilden des Gebietes aus mächtigen Lavaströmen besteht, sind durch Hebung in ihre heutige Lage versetzt, sondern einfach durch Aufquellen und durch Aufschüttung entstanden.[1])

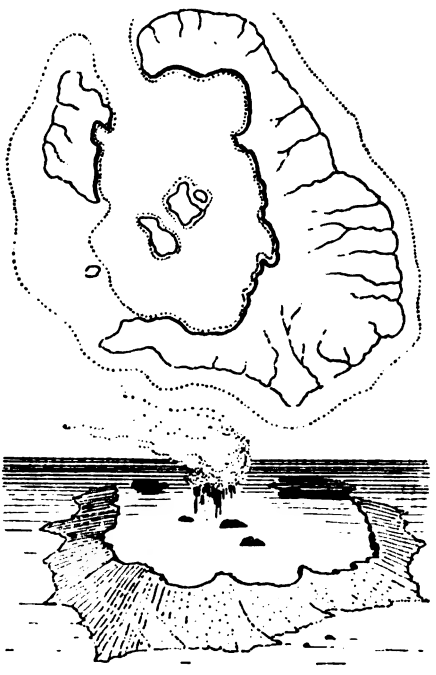


Fig. 49 und 50.

Das wurde aber von den Geologen des vorigen Jahrhundertes nicht erkannt; vielmehr gewann die Hebungs-Hypothese eine wachsende Bedeutung insbesondere in Folge der Beobachtung, dass Eruptivgesteine (Granit etc.) häufig die centralen und höchsten Teile der Gebirgszüge beherrschen.

Hutton, Buch und Beaumont sind die hervorragendsten Vertreter der alten Erhebungslehre. Sie bezeichneten die Krater als aufgetriebene Gebilde (Hebungskrater) und meinten, die Gebirge seien gleichfalls durch vulkanische (plutonische) Kräfte gehoben worden. Wo granitische Centren im Gebirge zu beobachten waren, sollten diese die Sedimente gehoben und gefaltet haben, wo man aber nur gefaltete Sedimente und keinen Granit sah, da wurden verborgene Intrusivmassen unter den gefalteten Gebieten angenommen.[2]) Die geistvoll verfochtene Hypothese, welche lange Zeit die Geologie be-

[1]) Reiss, Stübel: Santorin 1868, Fouqué: Santorin.

[2]) Wie weit diese Anschauung für die Gebiete mit Intrusivmassen zu Recht besteht, wird später erörtert

Digitized by Google

herrschte, wurde zunächst von einigen Forschern auf Grund eingehender Untersuchung der Vulkangebiete bezweifelt und verworfen. Hamilton behauptet, die Vulkane seien einfache Aufschüttungen;[1]) und Breislak (Geol. übers. 1820, p. 174), welcher auf die Tatsache verweist, dass die Vulkane nicht in den höchsten Gebieten, sondern neben den Gebirgen liegen, betont, dass die Expansion der vulkanischen Gase nicht genügt, um Gebirge zu heben, geschweige denn, gehoben zu erhalten. Scrope, Prevost, Lyell gehen weiter, indem sie nachweisen, dass die sedimentäre Basis der Vulkane meist ungestört ist und dass die Vulkane nicht in Hebungs-, sondern im Gegentheil in Senkungsgebieten liegen. Darwin erklärt diese Tatsache aus dem Substanzverlust, welcher offenbar eine Senkung der Erdkruste zur Folge haben muss. Diesen Argumenten gegenüber musste die alte Hebungs-Hypothese endlich weichen.[2])

Dass aber doch gewisse, nicht unbedeutende Hebungen in Folge der vulkanischen Ausbrüche vorkommen, lässt sich nicht leugnen. Der Tuffkegel wird ja bei jeder Eruption zerspalten und bis tief in die Basis des Vulkanes hinab aufgerüttelt. Die Folge dieser Vorgänge ist natürlich eine (wenn auch geringe) Auftreibung des Bodens. Wenn auch die aufgelockerten Massen nachträglich wieder zusammensitzen, so bewirken doch die gebildeten Radialgänge eine dauernde Volumzunahme.[3]) Durch die Injection (Ausfüllung der Gangspalten) wird eine dauernde Volumzunahme bewirkt.

Die ungleich namhafteren Senkungs-Erscheinungen beruhen zum kleinen Teil auf dem Zusammensitzen der lockeren Tuffmassen, zum grösseren Teile aber auf einem wirklichen Sinken der Unterlage des Vulkanes.

[1]) Hamilton: Campi Flegr. p. 23, 62 f.

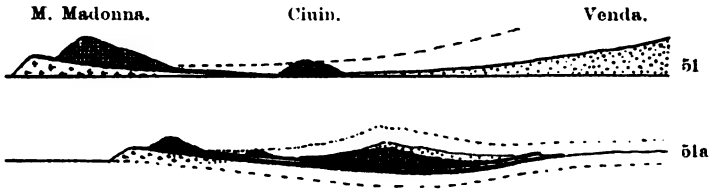
[2]) Prevost über die Insel Julia, 1823, Scrope, Volcanos, 1825, Lyell: Principles, Prevost: Bul. Geol. 1840, XI, p. 183. Suess, Entstehung der Alpen, 1875, p. 12. Walther, Flexuren. Jena, Z. Natwiss. 1886, p. 22.

[3]) Virlet: Bul. Geol. 1833. Beaumont Descr, Geol. France 1838, IV, 19, 111 Sartorius Atlas des Etna 1836—1843, Heft 7, p. 3. Lyell Q. J. Geol. Soc 1850, VI. Fritsch und Reiss: Teneriffa 1868, p. 319. Fisher Phil. Mag. 1872. Mallet Q. j. geol. soc. 1876, p. 472.

Digitized by Google

Senkungsfelder der Vulkane.

Die localen Senkungen im Bereiche des Bruchkraters wurden oben besprochen; ungleich bedeutungsvoller sind die regionalen Senkungen des Untergrundes. Diese Senkungsfelder werden von eruptivem Material ausgefüllt, auch veranlassen sie die in vulkanischen Distrikten so gemeine Bildung von Seen und Sümpfen, welche ihrerseits zur Bildung von Torfmooren und Braunkohle Anlass geben. Die Vulkane des nördlichen Böhmen liegen in einem Bruch- und Senkungsgebiet, Lassens Peak erhebt sich über einem Senkungsfeld, die Eruptionen der Südalpen halten sich an



Trachyt-Tuff hell, Andesit-Tuff dunkel punktirt, alter Trachyt hell gekreuzt, darüber dunkel gekreuzter tertiärer Trachyt.

Senkungsfelder, Mull und die Eruptionen des Bakony, Ungarn, wurden von allmäligen und anhaltenden Bodensenkungen begleitet etc. [1])

Der Vulkan von Padua weist gleichfalls bedeutende Senkungen auf, deren Betrag im centralen Gebiet am grössten ist. Fig. 51 zeigt die heutigen Lagerungs-Verhältnisse im Profil Mt. Madonna-Venda. Der eocäne Horizont ist durch eine (dunkele) Linie markirt, darunter liegt Kreidekalk mit den eingeschalteten alten Trachyt-Ergüssen von Mt. Madonna (hell gekreuzt), darüber liegt die junge Trachytmasse des Mt. Madonna (dunkel gekreuzt) und der eocäne Trachyt-Strom von Ciuin, das Centrum aber beherrschen die Trachyt-Tuffe des Mt. Venda. Es ist klar, dass die Ergüsse nicht auf einer

[1]) Heaphey Q. j. geol. soc. 1859 Richthofen, Mem. Acad. Cal. 1868, p. 81. Suess, Alpen 1875. Judd, Geol. Mag. 1875, p. 97, 128, 1876, p. 5. Hofmann, Basalt, Bakony Jb. ungar. geol. Anst. 1879, p. 127. Mojsisovics, Süd-Tirol 1879. Reyer, Predezzo Jb. geol. Reichs-Anst. 1881. Richthofen, China II, p. 708 u. s. f.

Digitized by Google

gegen das Centrum geneigten Ebene emporfliessen konnten: ursprünglich mussten sämmtliche Gebilde in einem höheren Horizonte anstehen, so etwa, wie die punktirte Linie anzeigt. [1])

Als die Massen diese Höhenlagen beherrschten, konnten die tertiären Ergüsse den beobachteten Verlauf nehmen; die heutige Lagerung ist offenbar secundär, durch Senkung bedingt. Das Gebiet Madonna ist stabil geblieben, stark ist Cuin, am stärksten das Tuffcentrum gesunken. Die schematische Fig. 51 a versinnlicht die Beziehungen im Ganzen.

Durch diese, während der Eruptions-Periode anhaltenden Senkungs-Vorgänge erklärt sich auch die bedeutende Anhäufung von eocänen Mergeln im Gebiete von Teolo: Zur Eocänzeit war die Senkung gewiss schon beträchtlich im Zentrum sowohl, als auch im Gebiete von Teolo. Im Zentrum wurde die Senkung durch fortwährende Tuffanhäufungen ausgeglichen und überholt; nicht so im Gebiete von Teolo, weil dorthin wenig Tuffe und Ströme gelangten. Es bildete sich demgemäss eine Mulde zwischen Mt. Modonna und dem Tuffzentrum. In ihr lagerten sich die eocänen Mergel mit bedeutender Mächtigkeit ab. Basische Ströme gelangen bis auf und über die alten Trachyt-Ergüsse des Gebietes Teolo-Madonna, der Trachyt-Strom von Mt. Cuin lagert sich über die Andesite und basischen Tuffe des Teolo-Gebietes, jüngere Trachyt-Ströme vom Mt. Madonna und Mt. Grande reichen über die aufgefüllte Eocänmulde von Teolo hinüber und lagern sich über den Trachytströmen der Kreidezeit ab.

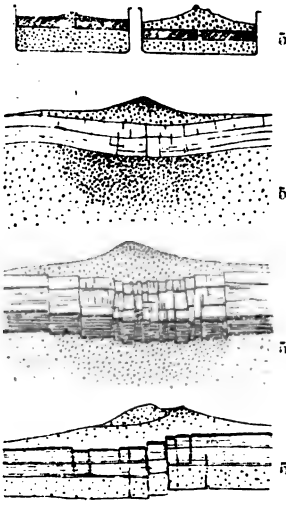
Diese in vulkanischen Distrikten so gemeinen Senkungs-Erscheinungen werden zum kleinen Teil durch das Zusammensitzen des lockeren Materials verursacht, zum grösseren Teil aber beruhen sie auf einer wirklichen Senkung der Grundlage. Diese letztere Erscheinung aber ist durch den Eruptions-Vorgang selbst bedingt: Die Eruption fördert fortwährend Massen aus der Tiefe, was zur Folge hat, dass die Erdkruste im selben Maasse nachsinkt.

Denken wir uns in einem mit Brei gefüllten Cylinder

[1]) Dasselbe gilt für die alten Trachyt-Ergüsse von Altorre, Bagnago, Zovon, welche sich sämmtlich abnorm gegen das Centrum neigen.

Digitized by Google

einen mit einem Loch versehenen Stempel eingefügt und niedergedrückt, so wird der Brei aus der Öffnung hervordringen. Je mehr Brei über dem Stempel sich ablagert, um so weniger bleibt unter dem Stempel und dem entsprechend sinkt derselbe tiefer (Fig. 52). Der Stempel stellt in diesem Falle die Erdkruste dar, welche sich senkt, im selben Maasse, als das eruptive Material aus der Tiefe entfernt und über der Kruste abgelagert wird. Fig. 53 veranschaulicht die analogen Verhältnisse im Grossen. Unter der Erdkruste folgt das eruptionsfähige Magma (punktirt); das halbkugelförmige, dicht punktirte Gebiet rückt (mit gegen den Eruptionsschlot wachsender Schnelligkeit) in dem Maasse nach, als die Massen durch Eruption gefördert werden. Der aufgeschüttete Vulkan wächst an und zugleich senkt sich die Erdkruste entsprechend.



Mehrfach ist der Gedanke ausgesprochen worden, dass die Eruptionen in einer Synklinale leichter erfolgen, weil die Spalten gegen unten klaffen;[1]) doch ist es fraglich, ob der gewiss minimale Betrag des Klaffens irgend einen Einfluss hat. Ich stelle mir vor, dass derartige synklinale Senkungsfelder häufig nur aus stufig absitzenden Schollen aufgebaut sind, wie Fig. 54 zeigt; in diesem Falle liegt keine Flexur vor und mithin fällt auch das Klaffen der Spalten gegen die Tiefe weg.

Fig. 55 zeigt die Beziehung eines Vulkanes zu einer einseitigen, stufigen Absitzung (s. Sierra Nevada).

Was von den einzelnen Vulkanen, das gilt auch von den vulkanischen Gebieten im Ganzen. Die Eruptivmassen beherrschen im allgemeinen Senkungsfelder.[2])

[1]) Scrope Volc. 1825. Suess, Denkschr. Akad. Wien 1874, p. 29. Walther, Flexuren. Jena. Z. Naturwiss. 1886, p. 22.

[2]) Ausnahmsweise erscheinen Eruptionen an Antiklinalen gebunden. Gilbert in Wheeler: 100. Meridian III, 125.

Digitized by Google

Das Senkungsfeld stellt natürlich nicht eine monotone Synklinale dar, sondern besteht meist aus vielen Schollen, welche ungleichmässig gesunken, also durch Verwerfungen voneinander getrennt sind. In der beistehenden Skizze des Vulkanes von Padua, Fig. 54, sind die zentralen Tuffmassen des Venda durch Punktirung und die Radialgänge durch kurze schwarze Striche markirt; der mutmassliche Verlauf der Hauptspalte ist durch die punktirte Linie ange-

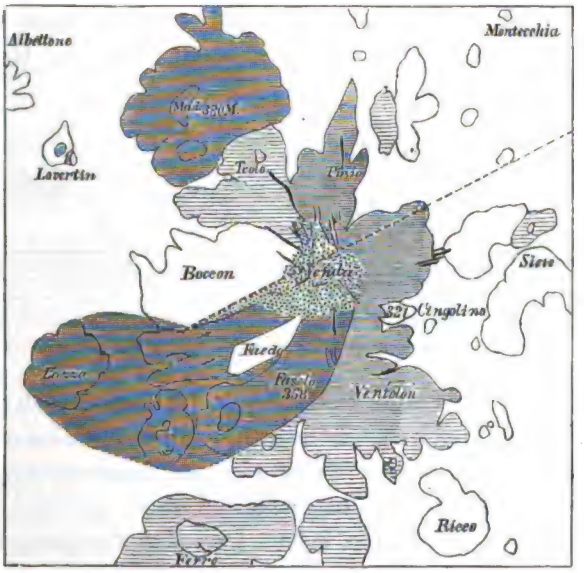


Fig. 54.

deutet. Die Gebiete, in welchen die eocänen Gebilde im hohen Horizonte anstehen, sind dunkel straffirt, während die tief liegenden (abgesunkenen) Schollen weiss gelassen sind.

Wenn man auf den hoch anstehenden alten Trachyt-Ergüssen von Zovon steht, sieht man, wie diese gegen Süd steil abbrechen und dann folgt in tieferem Horizont das flachhügelige Gebiet der tertiären Trachyttuffe von Boccon. Eine Stunde weiter gegen Süden stehen (im Gebiete Venda-Lozzo) die Kreidesedimente wieder in normaler Höhe an (Fig. 55).

Das ganze zwischenliegende Gebiet von Boccon ist also bedeutend gesenkt; beiderseits wird es durch Verwerfungen

Digitized by Google

von den hoch anstehenden älteren Kreidesedimenten und Trachytströmen getrennt. Weiter südlich trifft man, wie das Kärtchen zeigt, im Gebiete Faedo abermals eine, zwischen Venda und Fasolo eingeschlossene, abgesunkene Scholle. Am Fasolo, F in Fig. 55a, steht Kreide (über dem alten Trachyt) in der Höhe von etwa 300 *m* an, während die, durch eine Schlucht (Verwerfungs-Schlucht) vom Fasolo getrennte gegenüberliegende Kreidestufe von Faedo nur die halbe Höhe aufweist. (F d, Profil Fig. 55a.)

Während man in derartigen Fällen (in erodirten Gebieten) zwar nicht die Senkung selbst, wohl aber ihr Resultat in

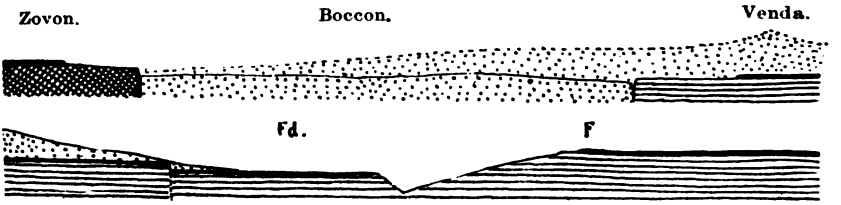


Fig. 55 und 55a. F d = Faedo, F = Fasolo, Tuffe punktirt, Kreide = helle Straffage, Eocän-Horizont = dunkle Linie, Trachyt gekreuzt.

klaren Zügen vor sich entfaltet sieht, beobachtet man an tätigen Vulkanen mitunter den Senkungs-Vorgang selbst, während anderseits die Abgrenzung der einzelnen Senkungsschollen in letzterem Falle gewöhnlich nicht genau festgestellt werden kann, weil das Senkungsfeld eben meist von schmiegsamem Eruptivmaterial überkleidet ist, überdiess die tiefsten Teile des Senkungsfeldes sehr bald durch nachgeförderte Eruptivmassen ausgefüllt werden. Immerhin aber erfahren wir aus dem Verfolg der einschlägigen Fälle das eine, dass der Senkungsvorgang in manchen Fällen sich sehr rasch abspielt und beträchtliche Dimensionen aufweist. Das grossartigste Beispiel bietet der Vulkan Fusi auf Nipon, bei dessen Entstehung ein Landstrich von 60 *km* Länge (12 Marschstunden) und 15 *km* Breite versunken sein soll. Genau untersucht ist das

Digitized by Google

Senkungs-Feld des Krakatau.[1])

Die neuerliche Eruption dieses 800 *m* hohen Insel-Vulkanes (Hypersthen-Andesit) trat, nachdem derselbe zwei Jahrhunderte geruht hatte, am 20. Mai 1883 plötzlich und energisch ein, ohne durch besonders heftige Beben eingeleitet zu sein. Die Auswürfe von Andesit-Bimsstein und Tuff erreichten schon am ersten Tag eine Höhe von 11 *km*. Im folgenden Monate hielt die Förderung mit wechselnder Intensität an. Am 26. August brach die, von mässigem Beben begleitete eruptive Tätigkeit, welche in der letzten Zeit nachgelassen hatte, mit grösster Energie wieder los. Die Explosionen waren so heftig, dass die Bewohner des westlichen Java nicht schlafen konnten; 150 *km* (drei Tagreisen) weit glich das Dröhnen einer Kanonade. Die Tuffmassen wurden an diesem Tage 30 *km* hoch geschleudert. In der Richtung des Windes (NW) hörte man diese Explosionen 350 *km*, d. i. sieben Tagmärsche, weit.[2])

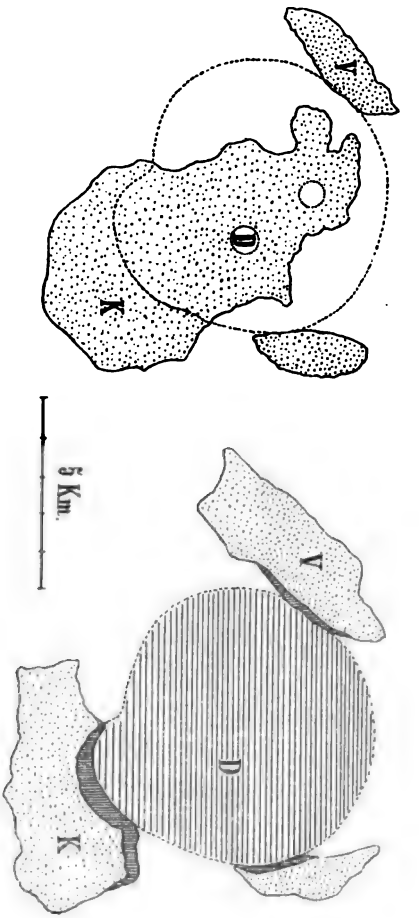


Fig. 56 und 57. K = Krakatau, D = Danan, V = Verlaaten.

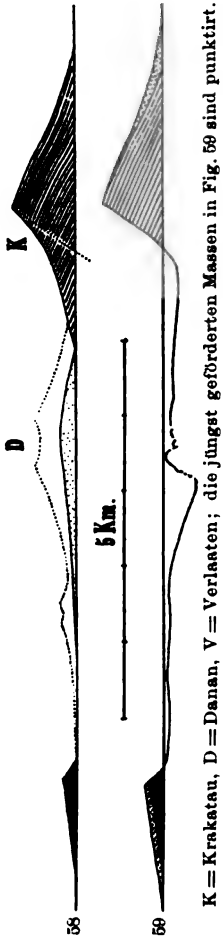
Die Wirkung dieser gewaltigen Explosion äusserte sich in der rasch zunehmenden Verfinsterung der weiteren Umgebung des Vulkans, welche die Bewohner der benachbarten

[1]) Verbeek, Krakatau, 1886, 33 f.

[2]) Die Eruption des Cotopaxi 1744 und St. Vincent, Antillen 1812, hörte man 800—900 *km* weit und die Explosionen des Coseguina, Nicaragua 1834 sollen auf noch grössere Entfernungen vernommen worden sein.

Digitized by Google

Gestade von Sumatra und Java zwang, tagsüber fortwährend Licht zu brennen. Abends erneuten sich die heftigen Explosionen, eine dicke Dampfwolke legte sich bis auf die Erde nieder. Ein dichter, mit Schlamm und Bimsstein gemischter Regen trat jedesmal geraume Zeit nach erfolgter Explosion ein. Die folgende Nacht verlief ziemlich ruhig.



K = Krakatau, D = Danan, V = Verlaaten; die jüngst geförderten Massen in Fig. 59 sind punktirt.

Am 28. Morgens trat die Katastrofe ein. Eine gewaltige Detonation erfolgte, hohe Sturzwellen fegten über die benachbarten Gestade und hiemit war die Eruption abgeschlossen. Merkwürdig ist, dass gerade diese riesige Katastrofe von keinen bedeutenden Erderschütterungen begleitet war.

Die Sturzwogen brachen je nach der Neigung der Küsten einige 100 *m* und selbst 1 *km* weit ein und fegten bis zu einer Höhe von 10 bis 20 *m* alles weg. Die blühenden, wohl besiedelten Gestade der benachbarten Inseln waren in eine Wüstenei verwandelt. 36.000 Menschen hatten in dem furchtbaren Wogenschwall ihr Leben verloren. An Stelle des ehedem bewaldeten Insel-Vulkanes selbst ragten einige Trümmer- und Tuff-Inseln; das Meer war in weitem Umkreis bedeckt von schwimmenden Bimsstein-Feldern.

Fig. 56 und 57 zeigt den Stand vor und nach der Katastrofe, in Fig. 58 und 59 sind die bez. Profile dargestellt.[1]) Der 800 *m* hohe Andesit-Vulkan Krakatau sammt dem 450 *m* hohen Danan waren durch den Niederbruch grossenteils unter das Nivo des Meeres versenkt worden. Auch die, an den Bruchkrater angrenzenden Wall-Inseln büssten Teile ihres

[1]) K = Krakatau, D = Danan, V = Verlaaten, L = Lang J.

Digitized by Google

inneren Randes ein, während sie anderseits durch Aufschüttung wesentlich erweitert wurden. Siehe die beistehenden Zahlen.

Oberfläche der Inseln, Quadrat-Kilometer.

vor der Eruption	hiervon versanken	es wurden angeschüttet	heutige Oberfläche
Krakatau 33	— 23	+ 5	15
Verlaaten 3·7	—	+ 8·1	11·8
Lang J. 2·9	—	+ 0·3	3·2

Der Durchmesser des Bruchkraters beträgt 7 *km*, die Fläche desselben = 41 *km*². Ausserdem wurde durch Messung constatirt ein vom Vulkan weithin gegen O. streichender Grabenbruch, dessen Fläche auf 34 *km*² veranschlagt wird. Dieser Grabenbruch hängt offenbar zusammen mit dem Bau des benachbarten Java.

Der Vulkan liegt auf diesem Längsbruch, welcher sich hier wohl mit anderen Brüchen kreuzt.[1]) Im Gebiete des Längsbruches und im Bereiche des Bruchkessels ereigneten sich in Folge der gewaltigen Eruption namhafte Senkungen. Der Boden des Bruchkraters war nach erfolgter Katastrofe 100—200, an einer Stelle sogar 360 *m* tiefer als vorher.

In diesem Falle sind wir also im Stande, die Begrenzung der Senkungsscholle an einem tätigen Vulkan zu beobachten; in der Regel aber wird eine eingehende Analyse des Senkungsfeldes erst möglich, wenn die überlagernden vulkanischen Massen grossenteils erodirt sind (s. Senkungsfeld).

Verschiebung des Eruptions-Centrums.

Häufig beobachtet man, dass Vulkane, welche in einer Linie liegen, einander der Reihe nach überdecken, was beweist, dass sie nacheinander entstanden. (In Fig. 62 ist der grosse Vulkan jedenfalls entstanden, nachdem der kleine erloschen war; Fig. 63 zeigt die zugehörigen Radialgänge. Es ist zu vermuten, dass diese Erscheinung (wenigstens in

[1]) Verbeek, Krakatau 1886, p. 116, vermutet, dass der Vulkan in der Kreuzung zweier Längs- mit einem Querbruch liegt.

Digitized by Google

vielen Fällen) nicht auf die Entstehung einer neuen Spalte, sondern nur auf Verschiebung in der alten zurückzuführen sei. Geht die Gangweitung, aus welcher das Magma gefördert wird, senkrecht nieder und erfolgt eine senkrechte Verschiebung (Verwerfung) in derselben, so wird allerdings die Weitung nicht verschoben und das Vulkan-Centrum bleibt stabil. Verlauft die Gangweitung aber ungleichmässig, so wird jede Dislocation eine Verrückung der Gangweitung und mithin des Vulkan-Centrums zur Folge haben. So oft eine solche Verlegung stattfindet, wird der alte Kegel, soweit er hinder-

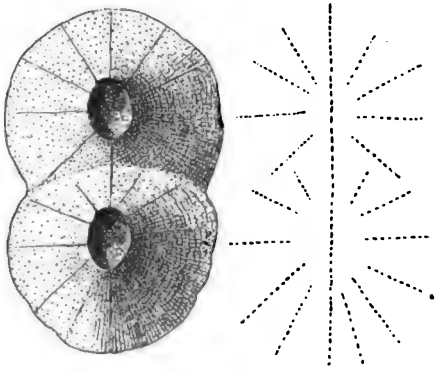


Fig. 62. Fig. 63.

Fig. 62. Verschiebung im Hauptgange hat Verlegung des Eruptions-Centrums zur Folge; die Radialgänge convergiren gegen das alte und gegen das neue Centrum (Fig. 63).

lich ist, zerstört und ein neuer Kegel aufgeschüttet. Von nun an verfällt der alte Kegel der Erosion, während der neue Kegel durch Ausbrüche vergrössert wird und den alten überdeckt. Das dauert so lange, bis eine neuerliche Verwerfung eintritt, dann verfällt der zweite Kegel und ein dritter entsteht u. s. f.

Wirken Explosionen im Hauptkrater, so entstehen schalenförmige Ausweitungen des Kraters (Explosions-Krater). Ereignen sich mächtige Verschiebungen im Gebiete der Hauptspalte, oder bilden sich bedeutende Quer- oder Radialspalten, so können die explodirenden Massen natürlich auch im Bereiche dieser Spalten Zerstörung bewirken. Der

Digitized by Google

Einsturz- und Explosions-Krater hängt in diesem Falle mit einem, den Berg durchsetzenden Bruch- und Explosions-Tal zusammen. Ein derartiges Explosions-Tal bildete sich am Papandajang, Java, 1772.

Bruch- und Eruptions-Tal des Papandajang.

Der Berg, welcher vordem für erloschen gegolten hatte und dessen Gehänge z. T. kultivirt und besiedelt waren, erlitt in der Nacht vom 11. zum 12. August furchtbare Erschütterungen und schleuderte gewaltige Massen von Schutt und Sand aus; dann ergoss sich ein mächtiger in Trümmer und Schollen sich auflösender Lavastrom (Blocklava), welcher in einer Länge von 13 *km*, mit einer Breite von 2 bis 7 *km* und mit einer Mächtigkeit von 10 bis 30 *m* die Gegend überdeckte. Der Trümmerregen, welcher der Explosion folgte, vernichtete (im Verein mit diesem Lavastrom) 40 Ansiedlungen; 3000 Menschen sammt ihren Heerden fanden den Tod.[1]) Am folgenden Tage sah man, dass die ganze Gegend durch die Ausstreuung des Explosions-Detritus in eine Trümmerwüste verwandelt war; der Berg selbst aber, welcher vordem ein einfacher Kegel mit monoton verlaufenden Gehängen war, erschien seitlich vom Centrum bis in die Ebene hinaus in einer Länge von 24 *km* und in einer Breite von 10 *km* (in der Richtung gegen NO. — einem Querbruch entsprechend —) zerstört und an Stelle des Kratergehänges sah man nur ein tiefes, klaffendes, qualmendes Kesseltal. Als Junghuhn das Gebiet in den 30er Jahren unseres Jahrhundertes besuchte, war das überschüttete und verwüstete Berggehänge, sowie das Kesseltal z. T. von jungem Buschwerk und Waldwuchs überkleidet.

Während dieses Beispiel uns mit dem Resultate des Zusammentreffens einer mächtigen Verwerfung mit einem explosiven Ausbruche vertraut macht, bietet uns der Etna Gelegenheit, Verschiebungen im Gebiete der Haupt-

[1]) Junghuhn: Java. Der Autor schätzt die Bewohnerschaft der Gegend auf 12.000.

Digitized by Google

spalte, hierdurch bedingte Verlegungen des Eruptions-Centrums und die Bildung eines mächtigen Explosions-Tales[1]) in klaren Aufschlüssen zu studiren.

Der Etna. Verschiebungen, das Explosions-Tal Valbove.

Dieser mächtige Vulkan, welcher seit jeher Basalte und Andesite gefördert hat,[2]) erhebt sich 3300 *m* über das Meer,

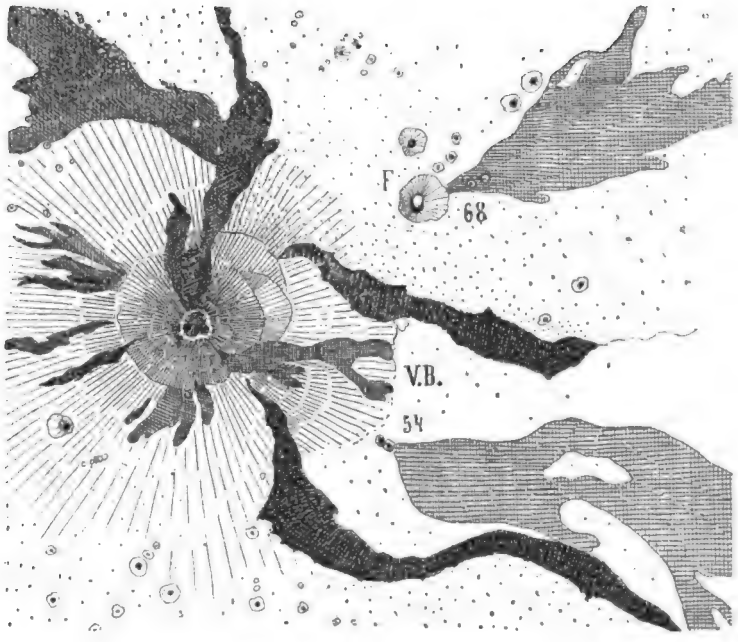


Fig. 64. Etna-Gipfel. V B = Kesseltal Valbove, dessen Gehänge dunkel gehalten sind; im Grund des Valbove der Strom von 1851. F = Mt. Frumento mit dem Erguss von 1868.

seine Gehänge steigen bis nahe an den Gipfel sanft (mit 2—5°) an, darüber sitzt der moderne Kegel mit 20—30° Böschung. Die karakteristischen Züge des Vulkanes sind folgende:

[1]) Der Einfachheit wegen gebrauche ich nicht immer den Ausdruck Bruch- und Explosions-Tal. Natürlich ereignet sich zuerst der Bruch, dann die explosive Ausräumung.

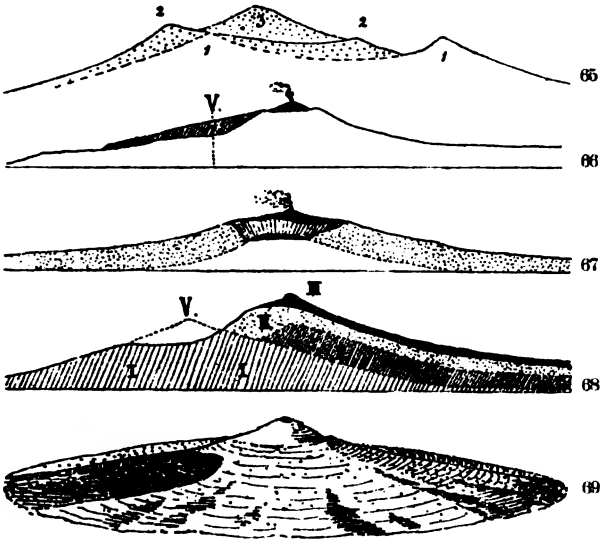
[2]) Die Gesteine der älteren Eruptions-Epoche (im Valbove) sind z. T. stark zersetzt und gleichen deshalb äusserlich Trachyten, mit welchem sie auch von älteren Beobachtern verwechselt wurden.

Digitized by Google

1. Ein alter, elliptischer Kraterrand, welcher grösstenteils durch jüngere vulkanische Produkte ausgeebnet ist.

2. Ein jüngerer, excentrisch liegender runder Krater, welcher durch den noch jüngeren Tuffkegel unserer Tage schon grösstenteils ausgefüllt und überdeckt ist.

3. Ein riesiges Kesseltal, welches in die Ostflanke des Berges und bis nahe an den Gipfel reicht.



4. Die mächtigen Ströme von 1669 und 1854, 1868 etc. s. Fig. 64.

Fig. 65 zeigt die Beziehung der drei erwähnten Hauptkrater. 1. Ist der alte elliptische Krater (2900 *m* über dem Meer); 2. ist der jüngere excentrisch liegende runde Krater, dessen heute ersichtlicher Umfang auf die grosse Eruption des Jahres 1669 zurückzuführen ist und welcher durch den modernen nur zwei Jahrhunderte alten Tuffkegel 3 grossenteils ausgefüllt ist. Die Ränder der zwei älteren Explosionskrater treten heute noch streckenweise im Relief in Form von Stufen oder Wällen hervor; die sichelförmigen Täler, welche ursprünglich zwischen den alten Kratern und dem jüngeren Kegel bestanden, sind aber grösstenteils ausgeebnet.

Digitized by Google

Älter als all diese Kegel ist der östliche Teil des Etna, in dessen Flanke das 5 *km* (eine Marschstunde) breite und 8 *km* lange Bruch- und Explosions-Tal Valbove ausgetieft ist. Fig. 66 zeigt das Verhältniss des Valbove (V) zum Etna, Profil, Fig. 67 zeigt einen Anschnitt, welcher den kesselförmigen Talschluss des Valbove trifft; in Fig. 68, sind die einzelnen Fasen des Vulkanes reconstruirt. I, der alte Valbove-Etna, V das in diesem Gebiete ausgesprengte Valbove, II, die späteren Aufschüttungen, III der moderne Gipfel. Fig. 69 gibt einen schematischen Überblick über das Relief. Das Kesseltal Valbove beginnt nahe beim Etnagipfel; hier gehen die steilen, terrassirten Gehänge von 2900 *m* Höhe nieder bis zur Talsohle, welche 1700 *m* über dem Meere liegt und mit 6 bis 10° Neigung gegen die Ebene sich senkt.[1]) Mehrere Lavaströme sind vom modernen Etna über die Abstürze bis zum Grund des mächtigen Kesseltales hinabgeflossen, andere Ströme haben sich im Grunde des Valbove ausgebreitet; die ganze Sohle des Kesseltales ist eine schwarzklippige todte Stromwüste, aus welcher nur wenige Tuffkegel modellscharf aufragen. Die gewaltigen dunklen Abstürze des Tales, zwischen deren Stufen, Riffen und Klippen Tuff- und Schneehalden hinabreichen, bieten grossartige Aufschlüsse. Man sieht von Gängen durchsetzte Stromsysteme, von antiklinaler, bez. flach kegelförmiger Anordnung. Der Aufbau, sowie die Convergenz der Gänge weist darauf hin, dass das Eruptions-Centrum, bevor der elliptische Krater aufgebaut wurde, hier lag.[2]) Das Valbove ist also ein Einsturz- und Explosions-Tal (gleich jenem des Gelungjung), dessen ursprünglich gewiss kesselförmig ausgetiefter Grund im Laufe der Zeit durch neue Ergüsse aufgefüllt und ausgeebnet worden ist.

Der alte Etna stand hier im Bereich des Valbove (Fig. 68) und dürfte etwa 2500 *m* hoch aufgeragt haben, in späterer Zeit verschob sich das Centrum gegen NW. und der elliptische Etna (II im Profil Fig. 68) baute sich über der nord-

[1]) Eine steile Terrasse der Talsohle hat 15° Neigung.

[2]) Dies älteste Eruptions-Centrum hat Gamellaro aus der kegelförmigen Verteilung der Ströme reconstruirt, Sartorius weist überdies die Radialität der Gänge in diesem Gebiete nach.

Digitized by Google

westlichen Flanke des teilweise zerstörten alten Valbove-Etna bis zu einer Höhe von 3000 *m* auf, noch jünger ist der abermals excentrisch gelegene Kegel III, dessen Gipfel seit der grossen Eruption 1669 gebildet worden ist.

Die Verschiebung des Centrums fand in der Richtung NW. statt,[1]) woraus folgt, dass eine Hauptspalte in dieser Richtung verläuft. Auf dieser Spalte vollzogen sich Verschiebungen, welche Verlegungen des Centrums zur Folge hatten. Das Bruch- und Explosions-Tal Valbove entspricht demselben Bruch: Offenbar hatte seinerzeit eine namhafte Verschiebung Einbrüche zur Folge und die niederbrechenden Massen wurden durch eine gasreiche Förderung ausgeräumt.

Diese wichtige Grund-Dislocation verläuft quer gegen das Streichen der sicilisch-calabrischen Gebirgs-Scholle. Die Haupt-Dislocation des Etna entspricht also (ebenso wie das Explosions-Tal Gelungjung) einem Querbruch (s. Hauptspalte). Ausserdem existirt aber auch ein im NNO. streichender Längsbruch und wir kommen also zum Ergebniss, dass der Etna auf der Kreuzung eines Längs- mit einem Querbruch liegt.

In diesem, wie in vielen anderen Fällen ist der Querbruch für die Tektonik des Vulkans viel bedeutungsvoller als der Längsbruch.

Judd hat auf der Insel Valcano ein analoges Weiterwandern des Centrums (in kleinerem Style) nachgewiesen. Die Verschiebungs-Richtung fällt mit dem Streichen der italischen Gebirgsbildung zusammen und zwar wandert das Centrum in der Richtung von Süd gegen Nord.[2])

Verschiebung des Centrums und Radialgänge; Verwerfungen der Basis.

Derartige Verschiebungen müssen auch für das System der Radialgänge bedeutungsvoll werden. Der Effekt des cen-

[1]) Anordnung der Eruptions-Centra s. Sartorius, Atlas, Etna 1843, Heft 7, p. 2. Lyell, Phil. Trans. 1858.

[2]) Judd, Geol. Mag., 1875, II, p. 7, 18, 39.

Digitized by Google

tralen Aufschiessens ist radiale Zerreissung und Injection. Wird nun das Centrum in Folge einer Verwerfung im Gebiete des Hauptganges verlegt, so werden von nun an alle neu entstehenden Gänge nicht mehr gegen das alte, sondern gegen das neue Centrum convergiren. Dies trifft beim Etna zu, wo der alte Gangstern auf das alte Valbove-Centrum weist, während die Radialgänge der späteren Epochen auf den elliptischen und auf den runden Kegel unserer Tage weisen.

Übereinstimmende Verhältnisse zeigt auch der Vulkan von Padua, in dessen Gebiet die Gänge (Fig. 70) gleichfalls

Fig. 70 und 70a. Streichen der Gänge des Vulkans von Padua. P = Pendise, F = Forche.

nicht gegen einen Punkt, sondern gegen eine Linie streichen. (Fig. 70a). Diese Linie aber entspricht in diesem Falle dem Streichen der Alpen. Da nun Vulkanreihen häufig dem anliegenden Gebirg parallel verlaufen, dürfte die punktirte Linie auch in diesem Falle dem Hauptgang entsprechen. Längs dieser Spalte haben Dislocationen und demzufolge auch Verschiebungen des Eruptions-Centrums stattgefunden. Die bezeichnete Verteilung der Radialgänge ist der natürliche Ausdruck dieser Verwerfungen und Verrückungen im Gebiete der Hauptspalte.

Natürlich wird in Folge der Verwerfungen auch die Basis des Vulkans alterirt; die eine Seite der Hauptspalte ist gemeiniglich abgesunken. Dies tritt aber im Relief des Vulkanes, solange dieser tätig ist, nicht hervor, weil eben jede

Digitized by Google

Ungleichheit durch anhaltende Aufschüttungen ausgeglichen wird. (s. Profil, Fig. 55). Hat aber die Erosion den Kegel tief zerstört, dann wird man allerdings gewahr, wie stark die Verwerfung war. Gemeiniglich wird der erhabene Verwerfungs-Flügel durch die Erosion zuerst von vulkanischen Produkten gesäubert, während diese auf dem gesunkenen Stück noch lange in Resten erhalten bleiben mögen. Die Wichtigkeit dieser tektonischen Verhältnisse wird sub Masseneruptionen eingehend erörtert.

Da ausser dieser gemeinen Haupt-Verwerfungen, auch Querbrüche und wohl auch unregelmässig verlaufende Dislocationen eine Rolle spielen, folgt, dass die vulkanischen Bruch- und Senkungs-Felder oft aus unregelmässigen Schollen bestehen, welche in verschiedene Tiefe abgesunken sind.

Secundäre Dislocationen in vulkanischen Gebieten.

Häufig verbindet sich die generelle Senkung des Vulkangebietes mit localen und oberflächlichen Verwerfungen bez. Rutschungen. Die vulkanische Tätigkeit steht ja in innigem genetischem Zusammenhang mit tiefen Dislocationen und diese bedingen seichte, secundäre Brüche und Verwerfungen (Gehängebrüche etc.). Die gewaltigen Tuffmassen aber neigen, sobald die Erosion eingreift, in hohem Grade zu Verrutschungen. In der Kartenskizze des Vulkans von Padua, Fig. 56, sieht man die namhafteren Brüche, welche die Senkungsfelder begrenzen, sowie den mutmasslichen Verlauf der Hauptspalte (durch die punktirte Linie) angezeigt; ausserdem kommen aber im besagten Gebiete bedeutende Verrutschungen vor, welche die Tuffe von einem ursprünglich hohen Horizont bis in die modernen Erosionstäler hinabgeführt haben (die Richtung der namhaftesten Verrutschungen ist in der geologischen Karte durch Pfeile angedeutet). So sieht man im Motta-Hohlweg 36, Fig. 71 (bei Galzignan) einen Hügel, dessen Basis (unterhalb der punktirten Linie in der Figur) aus (vertikal und dunkel straffirtem) Andesit und (punktirtem) Andesittuff besteht. In den, im Hohlweg aufgeschlossenen

Digitized by Google

dunklen Tuffen setzen, wie die Fig. zeigt, zahlreiche Gänge auf. Über diesen älteren andesitischen Massen liegt heller Trachyttuff, T, welcher einen Bergrücken bildet. Dieser helle Tuff verhielt sich plastisch: Während die Erosion ringsum wirkte und sich in die dunklen Tuffe einschnitt, sank und glitt der weisse Tuff, alles überkleidend, der Erosions-Tiefe zu. Ähnliches beobachtet man in der Schlucht, welche östlich vom Gang Pendise in die Kreidesedimente eingeschnitten ist; auch hier sinkt und rutscht ein mächtiger Complex loser tertiärer Gebilde (meist Trachyttuff) einem Gletscher ver-

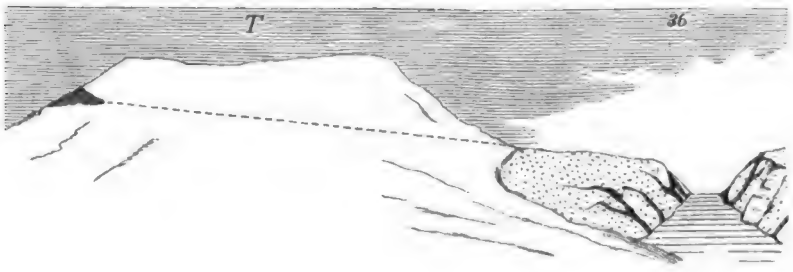


Fig. 71.

gleichbar, von langsamem, unsichtbarem Wandern belebt, von den Höhen in die Schlucht hinab und wird dann durch diese weiter hinaus ins Tal verfrachtet.

Analoge Erscheinungen beobachtet man nicht bloss bei Tuffen und anderen losen Gebilden, sondern auch an soliden Massen (Lavaströmen), sobald diese auf geneigter Unterlage aufruhen. Unter solchen Verhältnissen verrutscht nicht selten der ganze Complex, insbesondere wenn die Massen auf einer plastischen Schicht (Tuff, Mergel) aufruhen. Geht die Bewegung langsam vor sich, so kann, auch wenn eine reichliche Zerklüftung der festen Massen Platz greift, doch der Eindruck der Continuität bewahrt bleiben; in anderen Fällen hingegen, insb. bei rasch vorgehender Bewegung werden die Massen allerdings stark zerrüttet und nicht selten vollständig zu einem wirren Haufwerk aufgelöst (s. Massenbewegung).

Durch derartige secundäre Dislocationen und Verrutschungen wird in vulkanischen Gebieten eine grosse Mannigfaltig-

Digitized by Google

keit von Nivo-Wandlungen bedingt und man wird leicht verleitet, über diesen unbedeutenden und local beschränkten Erscheinungen die viel grossartigere, generelle Senkung der Vulkan-Basis (die Senkungsfelder) zu übersehen.

Massenergüsse.

Die tektonischen Elemente. Analyse der Massenergüsse.

Wenn vorwaltend flüssige Eruptivmassen gefördert werden, bilden diese je nach der Consistenz des Magma Ströme oder Kuppen. Dünnflüssige Ergüsse füllen zunächst die tiefen Partien (Täler und Mulden) des Eruptivgebietes; wenn dies geschehen ist, oder wenn das Terrain von vorneherein eben war, breiten sich die geförderten Massen als Decken aus. (Fig. 72.) In Fig. 72*a* ist das Terrain sanft geneigt, die Decken breiten sich rechts von den Eruptionsgängen aus und ebnen allmählig das Relief. Im ersteren Falle liegt das Eruptions-Centrum in der Mitte der Decke, im letzteren Falle am Rande des Deckensystems. Profil Fig. 72*b* zeigt eine Kuppe, welche auf flachem Boden sich aufbaut, welche also ihren Eruptionsgang beiderseits überdeckt, während in Fig. 72*c* analog wie in 72*a* die Eruptionsstelle, der Neigung des Bodens entsprechend, seitlich liegt. Es erklärt sich aus diesen Lagerungs-Verhältnissen, warum man in Gebieten mit Masseneruptionen so selten den Zusammenhang der Decken, bezüglich Kuppen mit den bezüglichen Eruptivgängen aufgeschlossen findet.[1])

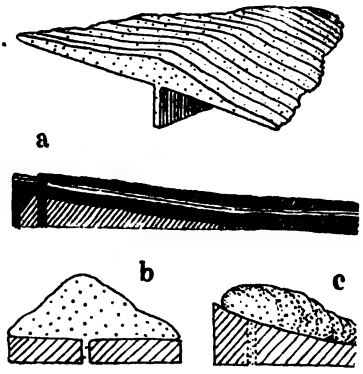


Fig. 72.

[1]) Beispiele dieses Zusammenhanges bringen Naumann. Geol. 1850, I, 944. Zirkel, Petrogr. 1866, 148. Credner, Geol. 1887, p. 163.

Digitized by Google

Fig. 73 zeigt eine durch die Erosion zergänzte Decke der Auvergne (Scrope). Fig. 73*a* veranschaulicht das Verhältniss solcher Decken und Deckensysteme zu einem Tuffvulkan. Fig. 74 zeigt zwei gedrungene Trachytströme (von Terceira), Fig. 75 eine im Krater aufgequollene Kuppe (Puy Sarcouy).

Um nun die erodirte Eruptivmasse zu reconstruiren und Complexe von Massenergüssen tektonisch zu gliedern, ist ein eingehenderes Studium der tektonischen Elemente (Fluctuation, Schlieren, Plattung) nötig.

Schon frühe hat man erkannt, dass die einzelnen Elemente einer Eruptivmasse in Folge der Bewegung eine gewisse, durch die Bewegung bedingte Anordnung annehmen.

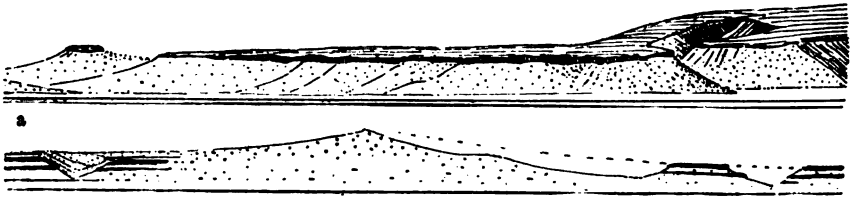


Fig. 73 und 73a.

Desmarest findet, dass die Blasen in den Lavaströmen so verteilt sind, dass man hieraus die ehemalige Strömung des Teiges entnehmen könne. Spallanzani zeigt, dass die Blasen häufig von mineralischen Substanzen erfüllt sind (Mandeln) und dass natürlich auch diese Mandeln eine, durch die Ergussbewegung bedingte Anordnung haben. [1])

Ferner wurde die parallele Lagerung blattförmiger Mineralien in verschiedenen Eruptivgesteinen bemerkt. [2]) Man beobachtete, dass der Granit und andere Eruptivgesteine oft lagenweise verschieden gemischt sind (schlierige Textur). [3])

Endlich wurde auch eine gesetzmässige Anordnung der Plattung (plattigen Abkühlungs-Klüftung schon zu Ende des

[1]) Vgl. Naumann. Jb. Mineral 1833, p. 283.

[2]) De Luc, Dolomieu. J. Mines VII, p. 426. Scrope Volc. 1825, Naumann etc.

[3]) Plattung und Schieferung von Gängen erwähnen Scrope, Volc. 1825, Trans.geol. Soc. 1837. Blöde Jb. Min. 1841, p. 508. Darwin Volc. Islands, p. 54. Beche Observer, Delesse, Ann. Mines 1851, p. 150 etc.

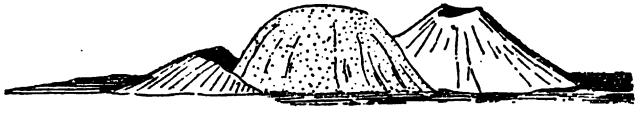
Digitized by Google

vorigen Jahrhundertes richtig erkannt, wie sub Quellkuppe ausgeführt wird.

Scrope stellt bereits in den Zwanziger-Jahren fest, dass die blättrige Struktur mit der Richtung des Fliessens harmonirt und senkrecht gegen den Maximaldruck gestellt sein muss.

So wurden die Fänomene der Blasen- und Krystall-Fluctuationen, der Schlieren-Anordnung und der Plattung

74



75

empirisch festgestellt, ohne dass man daran dachte, diese Elemente tektonisch zu verwerten. Im Folgenden soll die tektonische Bedeutung dieser Struktur-Elemente erörtert werden. Zunächst bespreche ich die

Schlieren.[1])

Eine Schliere ist eine Partie eines Körpers, welche von der übrigen Masse differirt, mit derselben jedoch durch Übergänge verbunden ist. Nur selten sind grössere Massen eines Körpers wirklich homogen; bei der Auflösung eines Salzes treten verschieden concentrirte Partien der Salzlösung als Schlieren nebeneinander auf, welche sich durch verschiedenen Salzgehalt, spez. Gewicht, Lichtbrechung etc. unterscheiden. Das Meer ist schlierig; es besteht aus verschieden concentrirten und verschieden warmen Wassermassen; die Luft ist schlierig, weil sie partienweise verschieden mit Wasserdampf,

[1]) Der Maurer treibt ungleich gemischte Massen von Kalk oder buntem Gyps durcheinander und erzielt einen „schlierigen" Bewurf (künstliche Flaserung, bunte Marmorirung). Diese Arbeit wird als „das Schlieren" bezeichnet.

Digitized by Google

Staub etc. vermischt ist; schlecht gemischter Teig, Lavamassen, Granite sind gleichfalls schlierig; kurz, wohin wir blicken, die Liquida, sowie die festen Körper sind ungleich gemischt, sie waren seit jeher schlierig. Auch das Magma war seit jeher ungleich gemischt, es besteht aus mineralogisch und texturell abweichenden Partien, die miteinander durch Übergänge verbunden sind.[1])

Anordnung der Schlieren.

Bei Betrachtung einer fliessenden Masse muss man, um über die Ortsveränderungen Aufschluss zu erhalten, eine Serie von Flüssigkeits-Teilchen (einen Flüssigkeitsfaden) ins Auge fassen. Betrachtet man einen solchen, senkrecht zur Unterlage stehenden Faden, so findet man, dass er in einer bestimmten Zeit nicht mit unveränderter Gestalt weiterrückt, sondern, dass er sich in der Richtung des Fliessens convex ausbiegt (Fig. 76), weil die Teile in Folge der Reibung sich umsoweniger bewegen, je näher sie dem Boden liegen. Denselben verzögernden Einfluss, wie die Unterlage üben auch die Seitenwände des Kanales; die inneren Teile eines Flusses fliessen rascher, als die dem Flussbett und dem Ufer anliegenden Massen.

In dieser Weise bewegen sich nicht bloss unsere fliessenden Gewässer in deren Betten, sondern auch die Gletscher und die Lavaströme (Fig. 76*a*).

---

[1]) Scrope, Darwin, Beche, Lyell, Roth denken sich, dass die schweren Krystalle im Magma sinken, die leichten aber steigen müssen und dass hierdurch eine Entmischung bewirkt werde (analog wie sich Metall-Legirungen beim langsamen Erstarren entmischen. Vgl. Zirkel Petrogr. 1866, I, 453—463. Dana, Explor. Exped. 1838—42, p. 374 wendet dagegen treffend ein, dass man, wenn dies zuträfe, immer am Boden der Lavaströme das basische Material, an der Oberfläche dagegen die kieselreichen Massen treffen müsste. Entmischung kann sich in geringem Grade nur vollziehen, wenn das Magma ausnahmsweise leichtflüssig ist. In der Regel ist das Magma aber so zähe, dass eine Entmischung unmöglich ist. Auf keinen Fall geht es an, alle Differenzen des irdischen Magma auf Entmischung zurückzuführen.

Digitized by Google

Fliesst die Flüssigkeit in einer Röhre, so wird die Verzögerung der Bewegung ringsum eintreten. Fasst man in diesem Falle die Flüssigkeits-Teilchen ins Auge, welche in einer Fläche im Querschnitte der Röhre liegen, so wird man sehen, wie diese Fläche an den Rändern, wo sie an der Röhrenwandung anliegt, gefesselt bleibt, während die Teile, je näher dem Centrum der Röhre, umso grössere Wege in der Zeiteinheit zurücklegen. Die ursprünglich ebene Fläche wird sich in der Mitte in der Richtung des Fliessens ausbauchen und endlich zu einem Sack ausziehen (Fig. 76*b*). Die der Wand naheliegenden Partikel der besagten Fläche müssen sich an die Röhrenwandung anschmiegen.

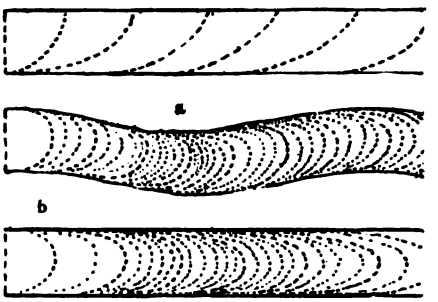


Fig. 76.

Diese Ableitung gilt auch für das in einer Spalte empordringende Magma. Auch in diesem Falle werden die Teile, welche der Wandung naheliegen, langsamer fliessen; die Folge davon ist, dass in den Spaltengungen Stockung eintritt, während in den Spaltweitungen fort und fort frische Massen nachschieben. Die stockenden Partien geben an die Umgebung Wärme ab und erstarren, während in den Weitungen das volle Lumen offen gehalten wird durch frische, heisse Nachschübe. Es wird also in dem erstarrenden Gange ein Förderungsschlot offen gehalten, in welchem das Magma fortwährend empordringt und aus welchem der Erguss sich über die Erdoberfläche in einem oder mehreren Strömen breitet.

In derartigen Förderungswegen wird das Magma wie gesagt sich ebenso bewegen, wie jede andere Flüssigkeit. Die Teile, welche ursprünglich in einer Ebene im Querschnitte des Ganges lagen, werden durch die nachdrängenden Massen seitwärts geschoben, sie schmiegen sich der Wandung des Ganges an, die zur Erdoberfläche gelangenden Massen aber breiten sich flach aus.

Digitized by Google

Diese Betrachtung wird für unsere tektonische Frage bedeutungsvoll, weil das Magma häufig ungleichmässig gemischt, d. i. schlierig ist.

Fast in jeder eruptiven Masse beobachten wir Verschiedenheiten des Bestandes und des Gefüges. Da tritt ein Gemengteil vor, dort zurück; da ist das Gestein granitisch, dort porfyrisch; hier ist die Grundmasse gut, an einer andern Stelle schlecht individualisirt. Oft fallen diese schlierigen Verschiedenheiten des Magma sehr auf, insbesondere wenn ein bedeutenderer, in der Färbung oder im Grade der Verwitterung sich ausdrückender Unterschied des chemischen Bestandes herrscht. Fig. 77a zeigt jene reichliche schlierige Wechsellagerung (Bänder-Struktur), welche man an ryolithischen Trachyten und Lipariten so häufig beobachtet. Viel häufiger treten einzelne Schlieren grell aus einer ziemlich

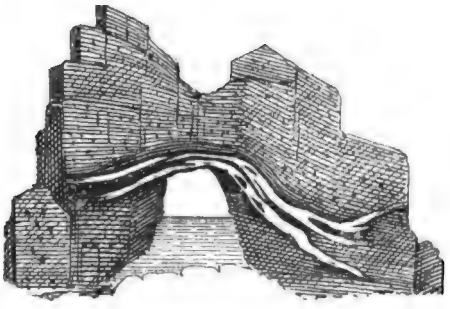


Fig. 77.

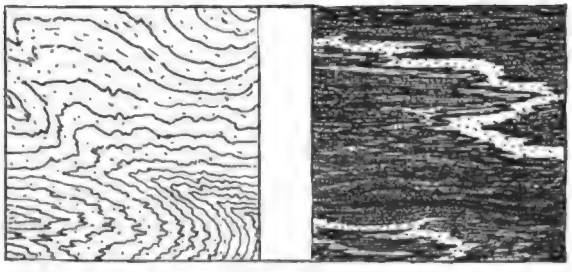


Fig. 77a.

homogenen Grundmasse hervor, wie Fig. 77 (Klippe bei Monterey, Californien) zeigt. In diesem Fall bestehen die Schlieren aus quarzreichem, feinkörnigem Magma; die unterlagernden grobkörnigen Granitmassen sind verwittert und durch die Brandung ausgewaschen.

Fig. 78 (Schlackenwald) zeigt dunkle, ellipsoide, glimmerreiche Partien im Granit, welche ich gleichfalls als Schlieren

Digitized by Google

auffasse, da sie mit der Umgebung durch Übergänge verbunden sind und mitunter in namhaften Zügen auftreten.

Fig. 78*a* zeigt eine reichliche concordante Wechsellagerung von hellen und dunklen Schlieren, mit eingeschalteten Schlierenknollen (Schlackenwald). In Fig. 79 (Adamello) sieht man Schwärme solcher ellipsoider Schlierenknollen, welche in diesem Falle einen grossen Teil der gesammten Granitmasse ausmachen. Fig. 80 (Adamello) zeigt helle, quarzreiche Schlierenblätter, welche mit dunklen Schlierenknollen alterniren.

Fig. 78.

In allen Fällen sind diese ungleichen Partien des Granit-Teiges harmonisch (und zwar im Sinne der Ergussbewegung) angeordnet.

Den Schlieren ähnliche Bildungen.[1])

1. Es fällt bei Verfolgung der knollenförmigen Partien auf, dass nicht in allen Fällen Übergänge bestehen, sondern dass manche der bez. Knollen local oder ringsum eckige

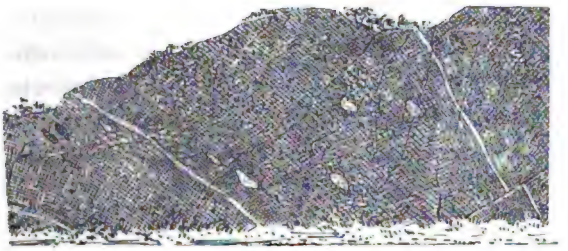


Fig. 78a.

Formen aufweisen. Solche Knollen sind als Einschlüsse zu deuten. Eine genauere Beobachtung zeigt jedoch, dass Übergänge zwischen diesen Einschlüssen und den typischen Schlieren bestehen. Ich erkläre dies Verhalten folgendermaassen:

[1]) S. „Umformung der Schlieren“ und „Discordante Elemente“.

Digitized by Google

Die basischen Partien (Schlieren) eines Magma gingen zuerst in den teigigen und starren Zustand über, sie wurden in ein und dem anderen Zustande von jüngeren Nachschüben erfasst, zerrissen und verteilt. Im ersten Falle wurden sie als weiche Beimengsel (Schlieren), in letzterem aber als harte Bruchstücke (Einschlüsse) mitgeschleppt. Die letzteren konnten aber bei diesem Vorgange eventuell wieder soweit magmatisch erweicht werden, dass sie sich mit der Umgebung verflössten. So können die Einschlüsse in secundäre Schlieren verwandelt werden. Fig. Mariposa (s. Sierra Nevada) zeigt einen Schwarm dunkler Diorit-Brocken, welche durch einen helleren Diorit-Teig zämentirt sind. Man sieht in diesem Falle deutlich, dass einzelne Brocken weich und plastisch wurden; kleine Brocken lösten sich soweit auf, dass sie sich als Schlieren in dem Magma verteilten. Die dunklen Diorit-Massen sind in diesem Falle von hellen Nachschüben durchbrochen worden und je nach dem Grade der Erstarrung (bez. Wieder-Erweichung) spielen die durchbrochenen Massen entweder die Rolle von Einschlüssen oder von Schlieren.

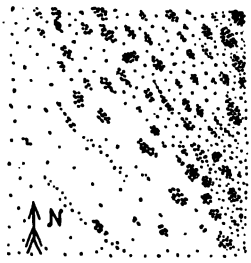


Fig. 79.

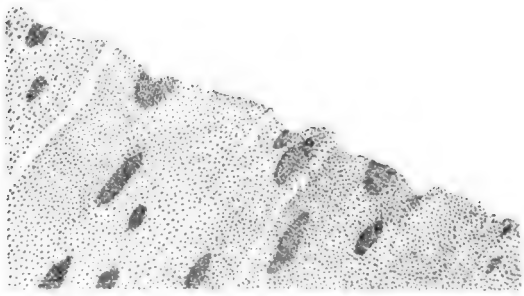


Fig. 80.

2. Es kommen Fälle vor, in welchen concretionäre Bildungen sich so innig an Schlieren anschliessen, dass man über die Benennung der bez. Gebilde zweifelhaft wird. Einige Geologen gehen soweit, auf derartige Aufschlüsse gestützt, überhaupt alle Schlieren als concretionäre Bildungen zu deuten (während andere in gleicher Einseitigkeit alle Schlieren schlechtweg als Einschlüsse deuten).

Digitized by Google

Gegen die Behauptung, die Schlieren seien concretionäre Bildungen, wende ich mich aus dem Grunde, weil es einfacher ist anzunehmen, das Magma sei seit jeher schlecht gemischt, als zu behaupten, es sei zwar ursprünglich homogen, bei jedem Ausbruch trete aber eine Entmischung ein. Meine Ansicht geht dahin, dass, wo concretionäre Bildungen im Magma anschiessen, schon eine ursprüngliche Verschiedenheit existirte, welche zu einer derartigen weiteren Differenzirung Anlass gab. Die Concretionen schossen an Schlieren an.

3. Als dritte, von den Schlieren zu unterscheidende Form, hebe ich die Exsudate hervor. Ich bezeichne als solche jene Secrete, welche auf der Grenzfläche zwischen zwei erstarrenden Schlieren abgeschieden werden (s. Zinnwald). Diese Exsudate sind gleich den Schlieren concordante Bildungen, sie unterscheiden sich aber von den Schlieren durch den karakteristischen centripetalen Bau: die Krystalle der Exsudate sitzen auf den Grenzflächen der Schlieren und wachsen gegen die Mittelfläche des Exsudates.

4. Andere Formen, mit welchen die Schlieren verwechselt werden können, werde ich sub „Discordante Elemente der Massenergüsse“ besprechen.

Tektonische Bedeutung der Schlieren.

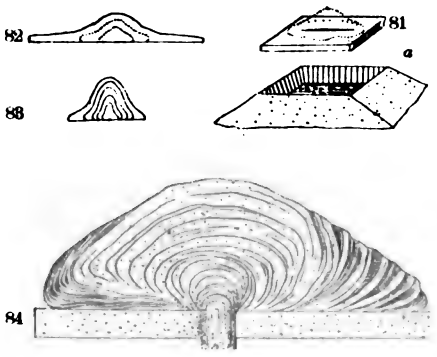
Die Beobachtung der Schlieren setzt uns in Stand, die ursprüngliche Bewegung des Magma und mithin den Bau der bez. Eruptiv-Massen zu eruiren:

Wir haben gesehen, dass sich die ursprünglich horizontalen Lava-Lagen im Gange der Gangwandung anschmiegen, auf der Erdoberfläche sich aber flach ausbreiten, bezüglich kuppig aufstauen.

Dies Verhalten kann durch einen einfachen Versuch veranschaulicht werden: Man befestigt auf ein Brett einen Lehmrahmen, in dessen Boden, *a*, Fig. 81, man eine Lage von dunkelm Gypsbrei giesst; über diese dunkle Gypslage breitet man rasch etwas hellen Gypsbrei und drückt nun das, in den Rahmen passende, mit einer Spalte versehene Brett auf. Das Brett schmiegt sich an den Lehmrahmen, es steigt

Digitized by Google

ein Erguss aus der Spalte hervor, welcher sich je nach der Consistenz des Breies flach ausbreitet oder steil aufkuppt. Legt man durch diesen Gypsfladen, nachdem er erstarrt ist, einen Schnitt, so sieht man die innere Struktur (flacher Fladen und steile Kuppe, Fig. 82, 83). In Fig. 84 ist das Profil einer schlierigen, zähen Teigmasse, welche sich über dem Eruptionsgang aufgekuppt hat, abgebildet. Wir sehen, wie durch das fortwährende Nachdringen neuen Stoffes die Gestalt der älteren, überlagernden Schlierenblätter geändert wird. Im Gebiete des Gipfels wird das Schlierenblatt immer dünner, während dasselbe nahe der Basis sich verdickt, weil das Material der Schliere eben vom Gipfel abgleitet. Mitunter sinkt ein Schlieren-Complex aus der Gipfelregion ganz ab (rechts Fig. 84), eine Erscheinung, deren geologische Bedeutung später erörtert wird.



Der Aufbau und die Genesis dieses Typus ist also ziemlich complicirt. Die tieferen und inneren Teile der Eruptivmassen sind die jüngsten Glieder, die älteren werden am Gipfel der Kuppe oft mangeln und an der Basis, wie auch an den Flanken zu suchen sein; die jüngsten Nachschübe aber stecken im Kern der Kuppe. Diese, der Genesis entsprechende Anordnung und Reihenfolge trifft man bei allen Massenergüssen, woraus folgt, dass die Beobachtung der Schlieren Aufschluss gibt über die Tektonik der Ergüsse.

Der Gegensatz zwischen einem Massenergusse und einem Tuffvulkan ist klar: Statt des Tuffkegels mit Krater haben wir eine massige Kuppe ohne Krater vor uns. Die horizontale Plattung am Gipfel einer derartigen Quellkuppe beweist zur Genüge, dass ein Krater nie vorhanden war. Es ist überhaupt nicht abzusehen, wie in einem Magma, welches nicht zerstäubt, ein Krater entstehen sollte.

Digitized by Google

Umformung der Schlieren.

Nicht selten werden Schlieren durch die Strömung im Magma zerrissen und zu Knollen umgeformt. Bei einem Besuche des jungen Lavastromes von S. Sebastiano, Vesuv sah ich eine Reihe von Bildern, welche Aufschluss über die Genesis der Schlierenkugeln geben.

Der erwähnte Strom besteht bald aus lichten, an Leuzit reichen (in Fig. 85 durch Straffage ausgezeichneten), bald aus dunklen, augitreichen Partien. Die zähen leuzitischen Massen werden von der leichter strömenden augitischen Umgebung mitgezogen, gezerrt, abgerissen und gerundet. In *a* schnürrt sich eben eine solche leuzitreiche Partie ab, *b* ist eine von *c* bereits losgetrennte Partie; fort strömend hat sie sich im augitischen Magma zur Kugel geformt. Im Trachytstrom von Lozzo (Vulkan von Padua) sieht man aus den Gesteinswänden des grossen Steinbruches meterdicke Kugeln hervorragen, welche sich von der umgebenden Gesteinsmasse scharf ablösen. Die Hauptmasse des Trachytstromes besteht aus porösem Trachyt, die Kugeln dagegen aus compactem Trachyt. Offenbar sind auch dies Schlierenkugeln. Es gehört einige Aufmerksamkeit dazu, diese Gebilde zu unterscheiden von den concretionären Kugeln, sowie von den Einschlüssen fremder Gesteine, welche man in Eruptivmassen häufig antrifft.[1])

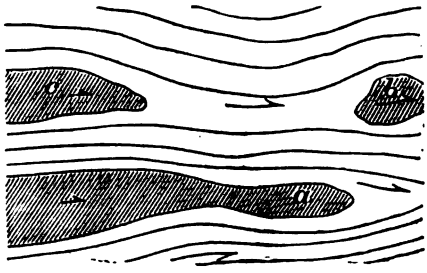


Fig. 85.

Verborgene schlierige Struktur: die Gare.

Die Struktur der Massenergüsse ist, wenn der Gesteinsteig ungleichmässig war, wie gesagt, nicht selten deutlich

[1]) S. oben: Den Schlieren ähnliche Bildungen. Bez. Schlieren, Knollen, Concretionen und Einschlüssen vgl. Roth Kugelform im Min.; Naumann, Geol. 1850, I, 475, Phillips: Concret. and fragments in granite Q. j. geol. soc. 1880.

Digitized by Google

ersichtlich, aber auch wenn die Mischung anscheinend homogen war, verrät sich die Struktur des Ergusses oft durch die verschiedene Verwitterung der einzelnen Schichten und durch die verschiedene Festigkeit des Gesteines in ein und der andern Richtung. Es ist eine alte Erfahrung der Steinmetze, dass Granite und andere Eruptivmassen, selbst wenn sie massig und unzerklüftet scheinen, doch lagenweise ein verschiedenes Korn haben und nach diesen Lagen leicht spaltbar sind, während sie senkrecht zu dieser Richtung der Trennung einen grossen Widerstand entgegensetzen.[1]) Die schlierige Erguss-Struktur verrät sich in diesem Falle nicht optisch, wohl aber mechanisch.

Ausser der Fluctuation, der schlierigen Textur und der Gare giebt über die ursprüngliche Anordnung und mithin über die Tektonik der Eruptivmassen Aufschluss die

Abkühlungs-Klüftung.

Klüftung entsteht meist in Folge von Spannung, welche ihrerseits wieder durch sehr verschiedene Ursachen bedingt sein kann. Die in den Gebirgen gemeinen Dislocationen, die Clivage und die Klüftung, welche durch chemische Wandlung der Gesteine bedingt wird, lassen wir hier unberücksichtigt und beschränken uns auf jene Klüftung, welche von ungleicher Abkühlungs-Contraction herrührt. Trocknender Lehm wird klüftig, weil die oberflächlichen Teile mehr Wasser verlieren, also auch sich mehr contrahiren als die inneren Partien; Lava erstarrt klüftig, weil ihre äusseren Teile mehr Wärme abgeben und folglich mehr schrumpfen als die inneren. Die Kruste, welche sich stark zusammenzieht, während der Körper wenig an Volumen abnimmt, muss in ein und dem andern Falle endlich polyedrisch zerplatzen und wie die Austrocknung des Lehmes, bez. die Abkühlung des Magma fortschreitet, greifen diese Rupturen senkrecht zur Oberfläche immer tiefer in das Gestein ein, so dass der Körper endlich in ein System

[1]) Der Steinmetz bezeichnet diese verborgene Struktur des Granites als „Korn", „Strich" oder „Gare". Vgl. Charpentier, Min. Geogr. 1799, Pötsch, Granit, 1803, p. 140, Sedgwick, Karst. Arch., X, 616.

Digitized by Google

von Säulen, welche senkrecht zur Oberfläche angeordnet sind, aufgelöst erscheint.[1]) *a b* (Fig. 86) sei die Oberfläche eines sich contrahirenden Stromes, *c* die Abkühlungs-Curve. Die durch Punkte bezeichneten Centra des Körpers *d b k l* werden in einem gegebenen Stadium der Abkühlung die Tendenz besitzen, an die durch Kreuze bezeichneten Stellen zusammenzurücken, wodurch der Körper auf das Volum *e f k l* reduzirt wird.

Die Tension in dem sich abkühlenden Körper hängt ab von der Temperaturdifferenz zwischen der Oberfläche und den tieferen Teilen, also von der Gestalt der Abkühlungs-Curve *c*. Es ist klar, dass je grösser ein sich abkühlender Körper ist, je langsamer die Wärmeentziehung erfolgt, desto grösser (bei übrigens gleichen Verhältnissen) die Abkühlungs-Polyeder sein können. Möglich ist es sogar, dass im Falle sehr langsamer Wärmeabgabe die Tension nie gross genug wird, um den Zusammenhang der Teile an irgend einer Stelle zu lösen.

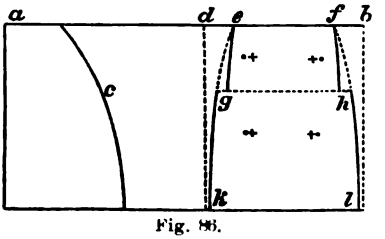


Fig. 86.

War das Magma homogen, die Oberfläche eben und die Cohäsion eine gleichmässige, so entstehen regelmässige (meist fünf- oder sechsseitige) Säulen. War die Oberfläche des Körpers buckelig, so zerklüftet die Masse jedes Buckels zu einem strahlig gestellten Büschel krummer Säulen, weil ja die Klüfte, senkrecht zur Oberfläche einsetzend, dem Centrum zustreben.

Die Richtung der Abkühlungs-Klüftung setzt uns also in

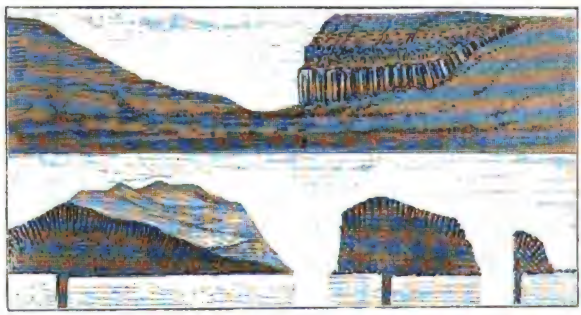
[1]) Da die Abkühlung der Lava unter Wasser rascher vor sich geht, als an der Luft, begreift es sich, dass eine Lava im ersteren Falle eine intensivere Zerklüftung erleiden muss, als im letzteren. Walther (Jb. geol. Reichsanst. 1886, p. 301), welcher diesen Gegensatz treffend betont, geht wohl zu weit, wenn er die Säulenklüftung der Stromenden eines Vulkanes als Wahrscheinlichkeitsbeweis für die submarine Erstarrung der betreffenden Massen betrachtet. Litteratur über Säulenklüftung trifft man insbesondere in älteren Geologien. (Breislak, Leonhard), ferner Zirkel, Petrogr. 1866, I, 99. Mallet, Proc. R. Soc. L. 1875, Bonney, Q. j. geol. soc. 1876. Iddings, A. J. 1886, p. 328.

Digitized by Google

Stand, selbst bei weit vorgeschrittener Erosion die ursprüngliche Gestalt der bez. Massen wenigstens in vielen Fällen zu reconstruiren. Fig. 87 zeigt einen durch das Tal geflossenen, zur Hälfte erodirten Lavastromes (Vivarais), welcher oben poros, in der Mitte verworren kleinklüftig, gegen die Basis aber grosssäulig ist.

Fig. 88 zeigt die vorschreitende Erosion eines mit dem bez. Gang zusammenhängenden Massen-Ergusses; man sieht wie die ursprüngliche Form der Eruptivmasse auch in diesem Falle durch die Klüftung klar angezeigt wird. [1])

Da die Abkühlung und folglich auch die Contractions-Differenz nahe der Oberfläche grösser ist, als in der Tiefe,



87

88

wird auch die Klüftung nahe der Periferie in der Regel reichlicher sein, als gegen das Centrum der Eruptivmasse. Fig. 89 zeigt das durch Erosion und Steinbrucharbeit aufgeschlossene Ende eines Trachytstromes (Vulkan von Padua). Dieser Strom ist in seinen tieferen Teilen nur von wenig Klüften durchzogen. [2])

Blicken wir aber nach der von Mergel überlagerten Oberfläche des Stromes hoch oben im Steinbruch, so sehen wir,

---

[1]) Die bekannten Säulen-Ströme von Staffa, s. Reclus: Terre, Vol. 4, p. 893.

[2]) Der Steinmetz kann, indem er diesen Sprüngen folgt, mittels Schlegel und Eisen mehrere Kubikmeter mächtige Blöcke gewinnen. Analoge Vorkommnisse trifft man am Laacher See, wo die tieferen, grossklüftigeren Teile der Trachytströme zu Mühlsteinen verarbeitet werden, während die kleinklüftige Kruste des Stromes vom Steinmetz als wertlos beseitigt wird (Karst. Arch. 1828, p. 417).

Digitized by Google

wie die Masse dort in ein Büschelwerk kleiner, unregelmässig polyedrischer Säulen sich auflöst. Die Abkühlung schritt anfangs rasch genug vor, um entsprechend der grossen Tensions-Differenz eine reichliche Zerklüftung einzuleiten; diese etwa zwei Meter mächtige Schichte schützte aber die tieferen Partien vor rascher Wärmeabgabe. Die Zerklüftung setzte bei fortschreitender Abkühlung nur mehr an wenigen Stellen gegen die Tiefe fort.

Dass die Klüftung auch bei den massigen Gesteinen an der Oberfläche der bez. Massen-Ergüsse und Massifs am reichlichsten ist, in der Tiefe aber sich vermindert, wohl auch ganz verschwindet, ist eine dem Bergmann bekannte Tatsache. Dasselbe trifft, wie wir sehen werden, auch für die Plattung zu. Beachtenswert ist, dass die Abkühlungs-Klüftung bei den basischen Gesteinen im allgemeinen reichlicher ist, als bei den kieselreichen, welche meist grossblockig erstarren, ein Umstand, der sich aus der bessern Wärmeleitung der basischen Gesteine erklärt.

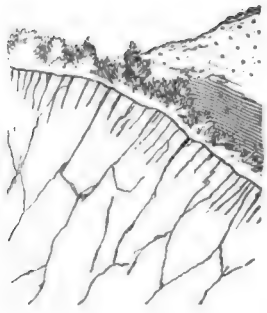


Fig. 89.

Noch bedeutungsvoller für die Klüftung ist aber wohl die Beschaffenheit der Oberfläche. Eine schlecht leitende Substanz mit rauher Oberfläche kann unter Umständen die Wärme ihrer obersten Schichte rascher abgeben, als eine gut leitende Masse mit glatter Oberfläche.

Die Plattung.

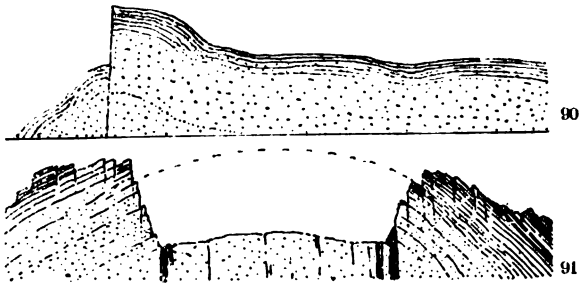
Da in einem sich abkühlenden Erguss auch in vertikaler Richtung Tensions-Differenzen eintreten, werden unter Umständen horizontale Klüfte (in den abgetrennten Säulen, bez. Blöcken) entstehen. So wurde der Klotz *e f g h* in Fig. 86 durch die flache Kluft *g h* von den tieferen Gesteinsmassen abgetrennt. Diese horizontale Klüftung wird insbesondere scharf hervortreten, wenn die Eruptivmasse texturell oder chemisch heterogen (schlierig) war; dann tritt

Digitized by Google

die horizontale Klüftung oft so reichlich auf, dass das Gestein durch sie in Platten zerlegt wird und man bezeichnet diese Art flächiger Klüftung demgemäss als Pattung.

Die Schlieren müssen sich, wie ausgeführt wurde, im Strom parallel der Stromfläche, im Gang parallel der Gangfläche ausbreiten. Der Strom erhält also unter begünstigenden Umständen eine horizontale Plattung, der Gang hingegen eine steil plattige, mitunter selbst schiefrige Textur. [1])

Da die Plattung mit dem Verlaufe der Schlieren harmonirt, diese aber von der Bewegung des Magma abhängt, folgt, dass auch die Plattung ein für die tektonische Analyse der Eruptivmassen wichtiges Strukturelement ist. Wie die Klüf-



tung immer senkrecht, so verläuft die Plattung parallel zur (ursprünglichen) Abkühlungs-Oberfläche der Eruptivmassen. Fig. 90 stellt eine kuppige Granitmasse mit Plattung dar, deren eine Seite durch Verwerfung abgetrennt und abgesunken ist. [2]) Fig. 91 ist eine plattige Granitmasse, deren einzelne Schalen 10—70 *m* mächtig sind und deren mittlere Partie abgesunken ist (Bruchtal). Die punktirte Linie zeigt den ursprünglichen Zusammenhang der Granitmassen. (Richthofen, China, II, 89.)

Voigt beobachtet, dass die Platten der Heldburger Fonolith-

[1]) Schieferige Textur in Gängen (Diorit, Fonolith, Basalt etc.) erwähnen: Blöde, Jb. Mineral. 1841, 508. Delesse, Ann. Mines 1851, 19, p. 150. Lasaulx, Etna II, 231.

[2]) Schema des Half Dome im Yosemite-Tal, Californien. (S. Sierra Nevada).

Digitized by Google

Kuppe in ihren Ablösungen ringsum vom Berg wegfallen, wie die Blätter einer Artischocke oder Zwiebel. [1])

Saussure bemerkt, dass der Granit oft „geschichtet" ist (woraus er fälschlich schliesst, der Granit sei sedimentär) und dass die Platten in einigen Fällen um eine centrale Axe angeordnet sind, wie die Blätter einer Artischocke. [2])

Whitney beschreibt die ausgezeichnete plattige Absonderung der Granitkuppen in der Sierra Nevada, welche er als Abkühlungs-Fänomen deutet, und Vogt hebt treffend hervor, dass die Plattung der skandinavischen Granite oft harmonirt 1. mit dem Verlauf und dem Fallen der angelagerten Sedimente und 2. mit dem heutigen Relief der Granitberge. [3])

Wie die Klüftung, so hält sich auch die Plattung nur an die äusseren, rasch abkühlenden Partien des Ergusses, während die tieferen Teile weniger Klüfte aufweisen, wohl auch ganz massig und unzerklüftet bleiben, eine Erscheinung, welche man u. a. trefflich im Yosemite Tal, Sierra, Cal. beobachtet. [4])

Coneybeare und Phillips heben hervor, dass diese plattige Absonderung bedingt sein dürfte durch Verschiedenheiten

---

[1]) Voigt, Mineral. Abhd. 1789, II, 329. Montlosier, Auvergne. Bouguer, Perou, p. 41. Buch, (Beob. 1802, II, 243, Pog. 1843, p. 289) über Zwiebelplattung der Trachyte der Auvergne, welche von Buch bereits richtig als Abkühlungs-Fänomen aufgefasst wird. Ferner: Naumann, Jb. Min. 1825, II, 304, Reuss, Teplitz 1840, p. 199, 249 über Zwiebelstruktur der böhm. Fonolithkuppen. Fritsch trifft dieselbe Anordnung am hohen Twiel (Hegau). Jb. Min. 1865, p 661.

[2]) Saussure Voy. §§ 567, 572, 659. Dolomieu behauptet gleichfalls, dass gewisse Granite eine Schichtung besitzen, welche er jedoch von der Klüftung scharf unterscheidet (bancs et fentes) J. des Mines Vol. 7, p. 426; ferner Pötsch, Granit, 1803, p. 554. Charpentier in Leonhards Taschenb. Min. 1815, p. 156, 173, 200. Buch, Pog. Ann. 1843, Vol. 58, p 289. Leonhard, Felsarten, 1823, p. 67. Boase, Trans. Geol. Cornwall 1832, p. 213, 378, beobachtet, dass der Granit im Contact mit Schiefer oft harmonisch mit der Contact-Fläche geplattet ist, desgl. Beche, Cornwall, Naumann, Geogn. 1854, Vol. 2, p. 83, Gümbel, Fichtelgeb. Favre, Savoye, Vol. 3, p. 123.

[3]) Whitney, Geol. California 1865, I, 371, 383, 407. Vogt: Granit, Christiania Videnskab. Forhandl. 1881.

[4]) Whitney, cit Reyer, Sierra Nevada: Jb. Min. 1885, Beil.

Digitized by Google

der Gesteins-Beschaffenheit[1]) und Iddings zeigt für einen bestimmten Fall, dass der verschiedene Wassergehalt die plattige Absonderung verursache. Er fand nämlich laminirte Ryolithe lagenweise sehr krystallin und voll von kleinen Poren und gerade diesen krystallinen porosen Schlieren folgt die Plattung. Die Plattung ist in diesen und anderen Fällen in letzter Linie offenbar bedingt durch verschiedene Impregnation der einzelnen Schlieren. Die Plattung folgt dann den Flächen geringsten Widerstandes.[2])

Die Abkühlungklüftung ist leicht von der gemeinen Gebirgsklüftung zu unterscheiden, indem die letztere, ohne Rücksicht auf die Struktur-Elemente der Gesteinsmasse, dieselbe zerschneidet, während die Abkühlungsklüftung zur ursprünglichen Oberfläche der Eruptivmasse sowohl, als auch zu ihrer Struktur in gesetzmässiger Beziehung steht: Die prismatische Klüftung setzt von der Oberfläche aus senkrecht gegen die Tiefe, die plattige Klüftung hingegen harmonirt mit der ursprünglichen Oberfläche des Ergusses und mit dessen flächigen Struktur-Elementen (Fluctuation, Schlieren, Blasen). Die gemeine Gebirgsklüftung verläuft immer ebenflächig, während die Plattung, ihrer Genesis entsprechend, krummflächige, schalige Formen erzeugt, welche mit den Buckeln der Ergussmasse harmoniren.[3])

Nachdem ich gezeigt, welche Bedeutung die geschilderten Elemente für die tektoniscke Analyse der Eruptivmassen haben, sind wir vorbereitet, die verschiedenen Typen der Massenergüsse zu untersuchen.

Quellkuppen der böhmischen Vulkane.

Die orografisch markirten Grenzen Böhmens sind durch den geologischen Bau dieser alten Scholle bestimmt. Nach

[1]) Phillips, Geol. England, p. 268. Naumann, Geogn. 1850, I, 525. Reyer, Euganeen, 1877, p. 45.

[2]) Iddings, A. J. 1887, p. 43, bringt gute Betrachtungen über schlierige Beschaffenheit und Absorption.

[3]) Reyer, Jb. geol. Reichs., 1879, 426.

Digitized by Google

dem Silur ragt das Gebiet als massige Insel auf, und es blieb dann Festland. Das Erzgebirge, Fig. 92, welches ursprünglich eine Einheit mit dem böhmischen Massiv gebildet hatte, wurde durch eine gewaltige Bruchzone vom böhmischen Massiv getrennt, die abgeklüfteten Pfeiler und Mauern des Bruchgebietes sanken nieder und in der grabenförmigen Depression lagerten sich junge Sedimente ab, während aus zahlreichen Stellen der Zertrümmerungs-Zone vulkanische Produkte ge-

Fig. 92. Erzgebirg und Egerer Bruchtal Granit (und Porfyr) punktirt, krystalline Schiefer schräg, Kreide vertikal, tertiäre Sedimente dunkel horizontal straffirt. Tuffe dunkel gekreuzt, Eruptivmassen dunkel punktirt. E = Eibenstock. K = Karlsbad, westlich davon Schlackenwald, östlich die Eruptivmassen von Duppau. Z = Zinnwald, T = Teplitz, P = Prag.

fördert wurden. Die eocänen Sedimente stehen beiderseits an den erzgebirgischen Gehängen, wie an den Rändern der böhmischen Scholle in hohem Horizont an, während die jungtertiären Sedimente und die vulkanischen Massen die Tiefe beherrschen; die Senkung des Bruchgebietes hielt also während des Tertiär an. In den Senkungsgebieten bildeten sich Seen, in welchen Braunkohle abgelagert wurde; gleichzeitig ging die Förderung vulkanischer Massen vor sich. Basalte,

Digitized by Google

Fonolithe, Trachyte und deren Tuffe sind die herrschenden Eruptivgesteine des Bruchgebietes; Tuffvulkane und Massenvulkane wechseln in bunter Folge. So besteht der Vulkan von Duppau vorherrschend aus Basaltergüssen (mit untergeordneten Tuffen), während der kleine Vulkan von Priesen bei Aussig ein erodirter Tuffvulkan ist. Die kuppige, überwaldete Bergmasse (deren Orografie, Geologie und Profil in Fig. 93 dargestellt ist) besteht in der Periferie aus Andesit-Ergüssen (schwarze Partien in der mittleren Figur), welche als Kuppen aufragen und eine centrale Tuffmulde mit Radialgängen umrahmen. (Die Tuffe sind in der mittleren Fig. 93, durch Punktirung, die Gänge durch kurze Striche dargestellt). Der ursprüngliche Krater ist erodirt; von ihm aus bricht ein Erosions-Tal gegen SW. durch.

Fig. 93.

Neben derartigen Tuff-Vulkanen trifft man auch zahlreiche Massenergüsse u. zw. sowohl isolirte Quellkuppen, als auch Agglomerate von Massenergüssen (eigentliche Massen-Vulkane). Die ausgezeichnete Bankung, welche manche Eruptivmassen, insbesondere die Fonolithe, aufweisen, ermöglicht die tektonische Reconstruction in vielen Fällen. Als Beispiel diene der

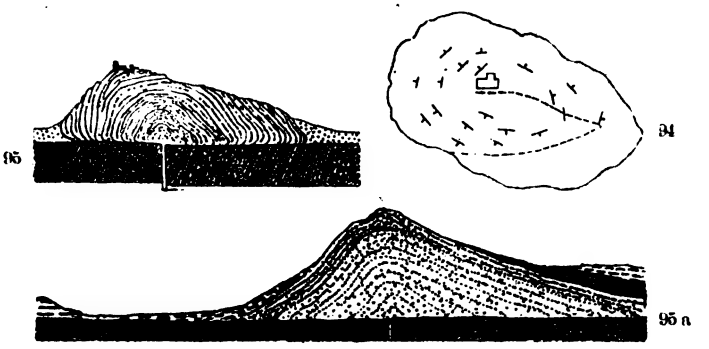
Schlossberg von Teplitz:

Die Bänke dieser Eruptivmasse liegen am Gipfel des Berges flach und neigen sich von da ringsum im Sinne der Gehänge nieder (Kartenskizze Fig. 94). Diese Masse kann also unmöglich das Erosions-Relict eines Stromes sein, denn sonst müsste die Bankung auf einer Seite der Kuppe durchschnitten sein. Da man aber eine geschlossene zwiebelförmige Anordnung beobachtet, muss die Masse an Ort und Stelle sich aufgekuppt haben. Der Schlossberg Fig. 94 ist also eine Quellkuppe, deren Struktur und deren (verdeckter) Eruptionsgang in Profil Fig. 95 dargestellt ist.

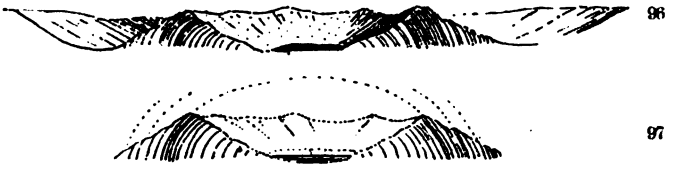
Digitized by Google

Analog ist gebaut der Schladnigberg bei Bilin (Fonolith-Quellkuppe, Fig. 95*a*; die Flanke ist von einem Basaltstrom überdeckt) etc.

Ein anderes interessantes Vorkommniss der Zwiebelstruktur eines Massenergusses beschreibt Gilbert von Meadow-



Creek, Belmont, Nevada.[1]) In diesem Falle ist der centrale Teil des Ergusses zerstört; der Kessel (100 *m* weit und 30 *m* tief), welcher das Centrum beherrscht, wurde wohl gebildet durch eine zum Schluss der Eruption nachrückende gasreiche Förderung, welche eine Explosion veranlasste. Fig. 96 stellt



die beobachteten Reliefverhältnisse und die zwiebelförmige Struktur im Profil dar. Fig. 97 veranschaulicht die Reconstruction.

Da die Quellkuppen, gleich anderen vulkanischen Förderungen aus Spalten aufdringen, eine Spalte aber oft mehrere Förder-Weitungen besitzt, begreift es sich, dass die Quellkuppen mitunter reihenförmig angeordnet sind.[2])

[1]) Gilbert in Wheelers 100 Merid. 1875, III, 141.

[2]) Reihenförmige Anordnung der Kuppen im böhmischen Vulkangebiet, in der Rhön etc. Leonhard, Gutberlet, Z. Min. 1827, p. 97, N. Jb. Min. 1845, p. 133, Naumann, Geogn. 1854, II, 1108.

Digitized by Google

Discordante Elemente der Massenergüsse.

Man trifft häufig in den Massenergüssen Klüfte von verschiedenen Dimensionen, welche mit einem Material erfüllt sind, das mit dem Muttergestein offenbar in genetischem Zusammenhang steht. Das discordant durchgreifende Material löst sich bald scharf vom Nebengestein ab, bald sind beide Massen fest verwachsen und verschweisst, bald endlich scheinen die discordanten Gebilde geradezu durch Übergänge mit dem Muttergestein zusammenzuhängen. (Demnach wurden solche Gänge bald als jüngere Gebilde, bald als „gleichzeitige" Gänge bezeichnet.)

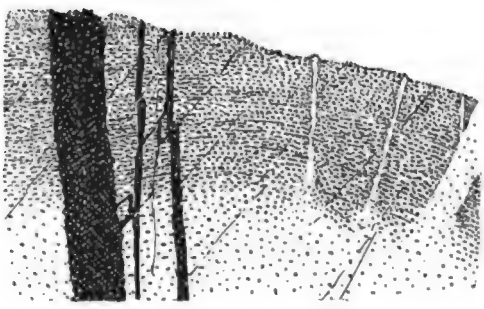


Fig. 98.

Die scheinbaren Widersprüche lösen sich, wenn man den Zustand eines eben geförderten Massenergusses näher ins Auge fasst:

1. In der Tiefe sind die Massen noch weich, an der Oberfläche sind sie starr, dazwischen liegen Partien, welche alle Übergangsstadien vom Weichen zum Starren umfassen. Wenn nun eine Dislocation erfolgt, werden die weichen Massen der Tiefe durch die halbweiche Zwischenschicht empor- und in die klaffende Spalte der harten Erstarrungskruste eindringen; in der teigigen Zwischenschicht entsteht eine Weichspalte und eine innige schlierige Verquickung der jungen Nachschübe mit der durchbrochenen halbweichen Masse, während die Gangmasse in den höheren, vollständig erstarrten, Regionen sich scharf vom Wandgestein lösen wird. In den unteren Regionen wird das durchbrechende Material einen mit dem Nebengestein innig verwachsenen Schlierengang (Weichgang), in dem hangenden, erstarrten Gestein dagegen

2. einen normalen Gang mit scharfer Ablösung bilden (Fig. 98, links Gänge, rechts Schlierengänge).

Digitized by Google

3. Von diesen Schlierengängen und echten Injections- bez. Eruptions-Gängen sind wohl zu unterscheiden die secretionären Gänge (Secret-Gänge, Secret-Blätter).[1]) Diese zeichnen sich meist durch geringe Mächtigkeit aus; viele sind so dünn, dass man, wie schon Bischof bemerkt, unmöglich an eine Injection denken kann. Das Füllmaterial gleicht jenem des Muttergesteines, ist jedoch immer kieselreicher, als das letztere; die Mineralien schiessen nicht selten von den Wänden aus an, zeigen wohl auch eine Mittelnaht. Ich halte die meisten dieser Gebilde nicht eigentlich für hydatogen, sondern für Exsudate der erstarrenden Granitmasse. Wenn in einer grossenteils erstarrten granitischen Masse Klüfte entstehen, werden begreiflicherweise die noch nicht erstarrten Bestandteile des Magma in die Klüfte exsudirt und da die zuletzt erstarrenden Massen eine sehr kieselreiche Mutterlauge darstellen, müssen natürlich diese Exsudat-Gänge auch immer kieselreicher sein, als das Muttergestein.[2]) Der Umstand, dass die Krystalle häufig von der Wand aus anschiessen, hängt mit dieser Genesis zusammen. Fig. 99 (Küstengebirge von Californien) stellt das Profil und Fig. 100 den Aufblick eines solchen Vorkommens dar. Man sieht hier den grobkörnigen Granit von weissen Granitgängen durchsetzt; der stärkere dieser Gänge besteht aus zwei Elementen, einer älteren, feinkörnigen Masse und einem jüngeren, grobkörnigem Material; der feinkörnige Gang existirte zuerst, er wurde in der Mitte aufgerissen, ein Zweigklaff durchbrach die eine Seite des feinkörnigen Ganges und setzte in den umgebenden grobkörnigen Granit über. Ein grobkörniges, helles Ausscheidungsmaterial füllt diese Zerreissung;

[1]) Unter Blatt verstehe ich die Ausfüllung einer Kluft von geringer und gleichförmiger Weite. Überhaupt werden scharfe, ebenflächige Verschiebungs-Klüfte als „Blätter" bezeichnet. S. Gebirgsbildung, „Blattbeben".

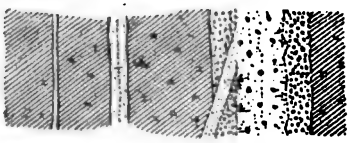
[2]) Im Gegensatze sind die Schlierenknollen und Einschlüsse (sofern sie erste Erstarrungs-Produkte der bez. Eruptivmasse sind, welche durch Nachschübe zertrümmert wurden), in der Regel basischer als das übrige Magma. Die schwarzen Knollen sind Produkte der ersten Ausscheidung, die weissen Blätter (Secret-Gänge) wurden zuletzt ausgeschieden.

Digitized by Google

grossblättriger Glimmer schiesst von der Wand aus an. Im Profil Fig. 99 sieht man die Gänge hoch herausgewittert aus dem grusig zersetzten, grobkörnigen Granit.

4. Ausser den gemeinen Injections- bez. Eruptions-Gängen, den Schlierengängen und den mit Exsudat erfüllten Klüften (Secret-Gängen) trifft man im Granit auch hydatogene Gänge, welche nach vollzogener Erstarrung des Granites durch wässrige Prozesse entstanden. Diese unterscheiden sich von den Schlierengängen durch scharfe Ablösung und Ausfüllung von Corrosions-Gruben im Wandgestein, sie gleichen insbesonders durch die symmetrische Anordnung der Fülle den Secretgängen, sind aber in viel geringerem Grade abhängig von der mineralogischen Beschaffenheit des Wandgesteines.

99



100

Diese verschiedenen Gebilde wurden in früherer Zeit nicht streng geschieden, die meisten Autoren hatten gemeiniglich nur eine bestimmte Genesis im Auge. [1])

In der Tat wurden von den verschiedenen Autoren verschiedene Dinge gemeint und die bez. Polemiken basiren nur auf einseitiger Betrachtung und Missverständniss.

Die gemeinen Gänge sowohl, als auch die Secret-Gänge zeigen oft eine genetische und zwar eine tektonische

[1]) Saussure hält alle gangförmigen Bildungen, sowie den dieselben beherbergenden Granit selbst für hydatogen. Charpentier (Pyren. 1823, p. 158) bezeichnet derartige Gebilde (Schlieren- und Secret-Gänge) als „Nachgeburten des Granit"; er meint, dass noch nicht erstarrte Partien des Granit in Risse der Erstarrungs-Kruste injicirt wurden. Ramond hält die Schlierengänge und Schlieren für Concretionen, Carne (Trs. Geol. Cornwall 1822, p. 50, 214) bezeichnet sie als „gleichzeitige Gänge". Beche (Cornwall 1839, p. 171), Bronn u. a. behaupten, die bez. (von ihnen untersuchten) Bildungen seien keine Concretionen, sondern echte Gänge mit Ablösung. Lossen bezeichnet die Schlieren-Gänge und Secret-Gänge als „Primärtrümmer", d. i. Gänge, welche vor abgeschlossener Verfestigung des Granit sich bildeten.

Digitized by Google

Abhängigkeit vom bez. Massenerguss. Man sieht da z. B. Züge von weissen, gangreichen Secretklüften (schwarze Linien in Fig. 101, Adamello), welche die Fluctuationen der (dunkel punktirten) Schlierenknollen schräg durchsetzen; an anderen Stellen sieht man einander kreuzende Systeme solcher Gebilde u. s. f. Bei näherer Betrachtung findet man aber, dass die gemeinen Injections-Gänge und die Secretgänge auch in tektonischer Beziehung sich wesentlich unterscheiden: Die Gänge folgen entweder dem Streichen des vulkanischen Gebirgszuges bez. Eruptivrückens (Längsgänge) oder sie durchqueren das Streichen (Quergänge), ihre Entstehung wird also bedingt durch die tektonische Grundlage; die Secret-Gänge dagegen sind in den meisten Fällen offenbar abhängig von der Gestaltung der einzelnen Eruptivmasse und zwar scheinen dieselben meist durch das Zersitzen der steil aufgekuppten Eruptivmasse zu entstehen. Es bilden sich in diesem Falle, wie die (auf den Ausschnitt eines Massenergusses bezogenen) Flächen in Fig. 102 zeigen

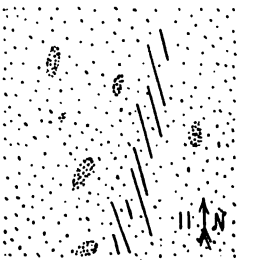


Fig. 101.

a) flache Gleitblätter, welche im Sinne des Gehänges der Eruptivmasse (jedoch flacher als das Gehänge) einschiessen,

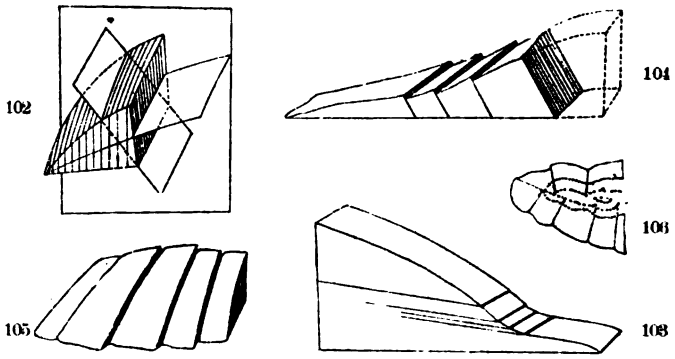
b) steile Gleitblätter, welche beiläufig den Isohypsen der Eruptivmasse folgen und gegen das Centrum bez. die Axe der Eruptivmasse steil einschliessen,

c) steile Radial- bez. Querblätter, welche dem Fallen des Gehänges der Eruptivmasse folgen.

Der Effect dieser drei Blattsysteme ist aus Fig. 103—105 ersichtlich. Im ersteren Falle haben die hangenden Massen das Bestreben, flach schuppig auseinander zu gleiten (Fig. 103), im zweiten Falle sitzt der Eruptivfladen in sich zusammen (Fig. 104), im dritten Falle wird er durch die Flankenspalten in einzelne Segmente zerlegt, welche verschieden weit vorsitzen (Fig. 105 und Aufblick 106). Die Beziehungen der drei besagten Kluftsysteme hängen nach dem Gesagten von der

Digitized by Google

Gestalt der betreffenden Eruptivmasse ab. In einem Eruptivrücken streichen die Blätter *a* und *b* parallell der Rückenaxe, *c* hingegen senkrecht zu derselben. In einer centralen Eruptivmasse (oder am Ende eines Eruptivrückens) streichen dagegen die Blätter *a* und *b* circulär, sie folgen den Isohypsen, während *c* radial streicht. [1])



Überblicken wir die vorgeführten Struktur-Elemente, so haben wir zu unterscheiden

1. Primäre Struktur-Elemente

a) Krystall- und Blasen-Fluctuationen,

b) Schlieren und Gare,

c) Concretionen,

d) Einschlüsse.

2. Abkühlungs-Struktur (Klüftung und Plattung). Mit Ausnahme der senkrecht eingreifenden Säulenklüftung stehen die unter 1 und 2 aufgeführten Struktur-Elemente mit der ursprünglichen Gestalt der Eruptivmasse in Harmonie. Als wichtige durchgreifende Struktur-Elemente habe ich hingegen hervorgehoben

3. Secretgänge oder Secretblätter, welche durch secretionäre Ausfüllung der Zerr- und Zersitzungs-Klüfte entstehen.

4. Schlierengänge und echte Eruptiv-Gänge, welche zwar späteren Prozessen ihr Dasein verdanken, doch

[1]) Ich habe diese Blätter in Predazzo (Jb. Reichsanst. 1881 p. 21) und Sierra Nevada (N. Jb. Beilage IV. 1885, p. 299) besprochen.

Digitized by Google

aber genetisch, wie tektonisch mit dem Erguss in ursächlichem Zusammenhang stehen.

5. Hydatogene Gänge.

In Folge von Massenbewegungen (intrusiven Nachschüben) können die primären, sowie die secundären Struktur-Elemente umgeformt und umgestellt werden. Secundäre Discordanz der primären Struktur-Elemente s. Mt. Blanc, Fächer.

Tektonik der Massenergüsse; Deckensysteme.

Die Deckensysteme beherrschen meist weite Gebiete, so die basischen Laven (Feldspat-Basalte), welche im westlichen Schottland (sowie auf den Far-Oeren und Island), während des Miocän ausbrachen[1]). Wenig Tuffe wurden gefördert, spärliche Sedimente (mit miocänen Landpflanzen), welche man zwischen den einzelnen Ergüssen eingeschaltet findet, zeigen, dass die Eruptionen am Festlande sich abspielten.

Im schottischen Gebiete kommen Lavagänge ziemlich weit landeinwärts (gegen Osten) vor, sie häufen sich aber umsomehr, je mehr man sich der Westküste nähert. Aus den in N. W. streichenden Gangzügen, welche man in letzterem Gebiete antrifft, dürften wohl die bedeutendsten Eruptivmassen stammen.[2])

Ferner treffen wir an der Nordwestküste Nordamerikas basische Ergüsse, welche pliocän und recent sind und weite Deckensysteme von 100—300 *m* Mächtigkeit darstellen. Das gewaltigste Deckensystem, welches über eine Fläche von 1000 *km* (20 Tagmärsche) Durchmesser (= Mitteleuropa) ausgebreitet ist, weist Deckan auf. Das Platoland ragt 1000 *m* hoch und stürzt mit seinen Felsterrassen gegen die Verwerfungstäler und Schluchten steil ab. Nicht selten kann man an einem solchen terrasirten Gehänge 10 verschiedene Basalt- und Mandelstein-Ströme übereinander zählen.

Diese Eruptivmassen wurden grossenteils während der obern Kreide gefördert. Zahlreiche Eruptionsstellen wurden am westlichen Rande des Deckencomplexes nachgewiesen;[3])

[1]) Selten beherrscht dieselbe Eruptiv-Facies so weite Räume.

[2]) Macculoch, Wester Islands, Geikie, Nature 1880. Nov.

[3]) Blanford, Geol. Ind. p. 328 f.

Digitized by Google

dass auch im Innern des Deckensystemes Eruptivspalten existiren, darf man nach Analogie mit den tätigen Vulkanen behaupten; der Verlauf derselben kann aber natürlich, da die Gänge unter den betreffenden Decken verhüllt liegen, mittelst der alten Untersuchungs-Methoden nicht bestimmt werden.

In diesen und andern Fällen bestehen die Deckensysteme aus basischem Eruptiv-Material; selten trifft man kieselreiches Magma in Form flacher Ergüsse. Wir haben solche im Gebiete des Vulkans von Padua beobachtet (Trachytlager von Zovon etc.); im grossen Style trifft man dieselbe Erscheinung wieder im Porfyrgebiet von Südtirol,[1]) welches viele massige Quarzporfyr-Eruptivfladen aufweist, die sich periferisch in mehrere Ströme (Decken) von bedeutender Mächtigkeit auflösen.[2])

Dass wir vorwiegend basische Massen in Form flacher Ergüsse treffen, ist erklärlich: die Stromform hängt von der Zähigkeit, diese aber vorwiegend von der chemischen Beschaffenheit des Magma ab. Basische Laven sind meist dünnflüssig und bilden mit Vorliebe flache Ergüsse (Decken, Lager), während kieselreiche Massen (Trachyt, Granit) meist gedrungene (kuppige) Ergüsse bilden.

Tektonische Karakteristik der Massenergüsse.

Während die Tektonik der Tuffvulkane oft unmittelbar aus dem Relief (oder aus einer guten orografischen Karte) abgelesen werden kann, erscheinen die Massenergüsse oft verworren. Es tritt nämlich, wenn vorwiegend massige Ergüsse und wenig Tuffe gefördert werden, die antiklinale (kegel- oder rückenförmige) Anordnung der Masse, welche wesentlich durch die Tuffanhäufung bedingt wird, zurück und die tektonische Gliederung der betreffenden Gebiete wird dementsprechend unklar. Während bei den Tuffvulkanen längs der Eruptivspalte symmetrische Kegelberge auftreten, ist im Falle der Massenerupționen eine derartige symmetrische Anordnung selten.

[1]) Von Richthofen, Südtirol.

[2]) Auch das Porfyrmassiv von Altenberg löst sich periferisch (im Gebiete von Teplitz) in einzelne flache Ergüsse auf.

Digitized by Google

Einige Ausnahmen dieser Art, welche auf Grund ihrer Ähnlichkeit mit den typischen Tuffvulkanen die Bezeichnung Massen- oder Strato-Vulkane erhalten haben, sollen im Folgenden besprochen werden.

Massen- oder Strato-Vulkane.

Einen schönen Typus dieser Art stellt der Insel-Vulkan Methana dar.[1]) Die kahlen Trachytergüsse dieses Stromvulkanes reichen aus einer Höhe von 600—700 *m* mit mässiger Neigung (Maximum 30°) herab bis ans Meer. Gegen das Centrum hinauf stehen diese Ströme mit erodirten, ausgezackten Gebirgsrücken in Verbindung, welche sich im hohen Centrum der Insel vereinigen.

Sowohl die erodirten Trachytkämme des Hochlandes, als auch die gut erhaltenen 100—200 *m* mächtigen Ströme der tieferen Regionen divergiren in radialer Richtung vom kuppigen Gipfelplato der Insel aus und zeigen deutlich an, dass hier der Eruptionsherd lag, von welchem aus Ergüsse nach allen Seiten abflossen.

Mächtigere Anhäufungen von ähnlichem Aufbau trifft man im westlichen Nord-Amerika, in den Anden etc. Auch der Arrarat[2]) besteht im wesentlichen aus compacten Ergussmassen und ist demnach als Massen- oder Strato-Vulkan zu bezeichnen. Endlich führe ich die merkwürdigen Strato-Vulkane von Hawai vor, welche den gemeinen Tuff-Vulkanen noch näher stehen, indem ihre Gipfel weite Krater aufweisen.

Strato-Vulkane von Hawai.[3])

Die Insel Hawai (Fig. 107), welche drei Tagmärsche (140 *km*) lang und zwei Tagmärsche breit ist, besteht aus einer

[1]) Reiss-Stübel: Ägina und Methana, 1867, p. 19, 38 f.

[2]) Abich, Kaukasus. Atlas. Liparit punktirt, Augit-Andesit straffirt, Rest hell — Trachyt und Hornblende-Andesit; der Gipfel ist mit Schnee bedeckt.

[3]) Ellis (1823), Wilkes (1841) lieferten die ersten eingehenden Beschreibungen; ferner Dana, Explor. Exped. 1842, p. 159. Viele Berichte im A. J. und die ausführliche Untersuchung von Dutton. Ann. Rep. U. St. Geol. Survey 1884, IV.

Digitized by Google

Gruppe von Vulkanen, unter welchen der Mauna Kea und Mauna Loa über 4000 *m* hoch aufragen (4170 bez. 4100 *m*), während der Kilauea nur 1200 *m* hoch ist. Mauna Kea gleicht durch seine steileren Gehänge den gemeinen Tuff-Vulkanen, während Mauna Loa sich schon durch sein flaches Profil wesentlich von den gemeinen Vulkanen unterscheidet (die Profile beider Berge sind aus Fig. 108 ersichtlich; M. Kea ist straffirt). Der mächtige M. Loa und der kleine Kilaua sind typische Strato-Vulkane, während der M. Kea und die übrigen Vulkane dieser und der benachbarten Inseln zu den Tuff-Vulkanen zählen. Die ganze Inselreihe liefert (z. T. sehr olivinreiche) Basalte; Augitandesit tritt nur untergeordnet auf.

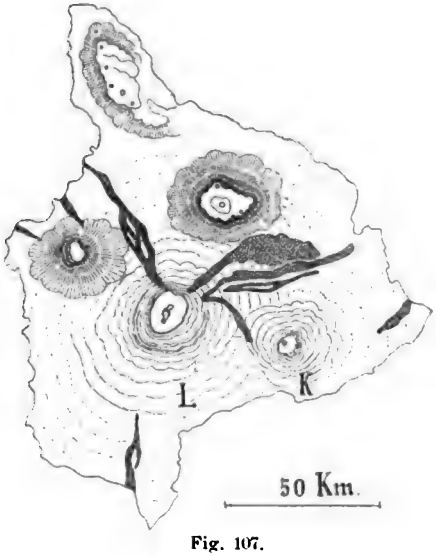


Fig. 107.

Die zwei Strato-Vulkane von Hawai steigen (wie das Profil M. Loa, Fig. 108, zeigt) sanft an und haben statt eines Gipfels ein flachgewölbtes Plato; beide besitzen weite Krater, in welchen die Lava meist in hohem Nivo ansteht. Der grosse und kleine Durchmesser des M. Loa-Kraters betragen nahezu 13, bez. 10 *km*, der Krater des Kilauea misst 5·6, bez. 4 *km*. Auf dem Kraterboden des Kilauea könnte eine Stadt von einer halben Million Einwohnern stehen, der Krater des M. Loa aber hat eine etwa achtmal so grosse Fläche. [1])

Der landschaftliche Anblick des Kilauea-Kraters ist aus Fig. 109 (nach Dutton) ersichtlich. Die Wände, welche ringsum etwa 200 *m* tief zum Kraterboden abstürzen, erscheinen im Verhältnisse zu der Weite des Kraters minimal, eine Beziehung, welche diesen zwei Strato-Vulkanen eigen ist, während

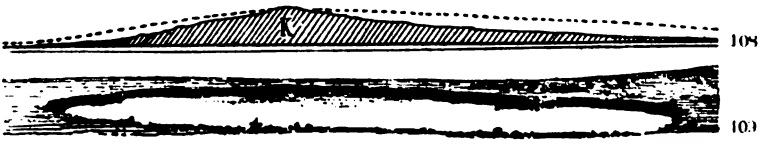
[1]) Der Kraterboden des M. Loa lag 1885 200 *m* unter dem Wall, der See im Kraterboden lag noch 60 *m* tiefer.

Digitized by Google

die Einsturz- und Explosions-Krater der Tuff-Vulkane gemeiniglich auch beträchtliche Tiefen-Dimensionen aufweisen.

Während die Umgrenzung der besagten Kraterebenen durch lange Zeit ziemlich beständig bleibt, ändert sich der Kraterboden je nach dem Stande der Lava binnen kurzer Zeiträume. So beträgt derzeit der Absturz des Kilauea-Kraters nur 200 *m*, während man zu Anfang der Vierzigerjahre zuerst 200 *m* zum ersten Lavaplato und dann noch 110 *m* bis zum Kratersee absteigen musste.

Die Eruptionen zeichnen sich, wie man schon aus dem Karakter des Vulkanes erschliessen kann, durch Mangel an explosivem Material aus. Selten gehen Erdbeben der Eruption voraus und der Ausbruch selbst ist so ruhig, dass die Einwohner gemeiniglich erst durch den mächtigen Feuerschein



auf die sich vollziehende Eruption aufmerksam werden. M. Loa hat etwa alle acht Jahre eine Eruption, er fördert dann aber 1—2 km^3.[1])

In der alten Zeit soll die Lava öfters bis zum Rand des Kraters aufgestiegen und dann übergeflossen sein; im Laufe unseres Jahrhundertes aber haben nur Flankeneruptionen stattgefunden.

Vor der Eruption steigt die Lava im Krater auf und zeigt eine lebhafte Bewegung, dann bricht aus ein oder mehreren Flankenrissen des Berges ein Springquell von leichtflüssiger Lava hervor, welcher mitunter 100 und selbst 200 *m* hoch aufsteigen soll; mit reissender Schnelligkeit strömen die leichtflüssigen Massen über die flachen Gehänge nieder zur Ebene.

[1]) Die Eruption des Kilauea 1840 wird auf 0·2—0·5 km^3 geschätzt. Coan misst einen Strom des M. Loa, welcher bei 25—1° Neigung eine mittlere Breite von 2·5 *km* hatte und 40 *km* lang war; die Ergüsse von 1855, 1859, 1881 waren 40—50 *km* lang und hatten 1—2 km^3 Inhalt. S. Stromgrösse.

Digitized by Google

In der ersten Stunde durcheilt die Lava mitunter 25—30 *km* und nach Zurücklegung der ersten 10 *km* scheint die Flüssigkeit des Schmelzflusses kaum vermindert.

Im selben Maasse, als der Abfluss erfolgt, beruhigt und senkt sich die Lavamasse des Kratersees, um nach beendetem Ausbruche wieder allmählig in ein höheres Nivo zu steigen, welches dann bis zum nächsten Ausbruche constant bleibt. Die Temperatur des Lavasees sinkt, bis die Erstarrung der Oberfläche von den Rändern des Sees beginnt. Innerhalb dieser erstarrten Fläche bleibt aber gemeiniglich eine kleine Partie offen (vergleichbar den Luftlöchern in einer Eisdecke), in welcher die flüssige Lava ansteht.

Magisch ist der Anblick des Kratersees vor einer grossen Eruption, wenn die alte Erstarrungskruste grossenteils überflutet, eingebrochen und eingeschmolzen ist. Das Glutmeer quillt und wallt, es strömt und wirbelt, rote und gelbliche Flammen wogen, tanzen und züngeln vom wirbelnden Lavasee auf gegen den dunklen Himmel; die Dampfwolke, welche über den Fluten schwebt, erscheint tief durchglüht, die schwarzen, nächtigen Felsabstürze ringsum glühen auf in grellem Widerschein.

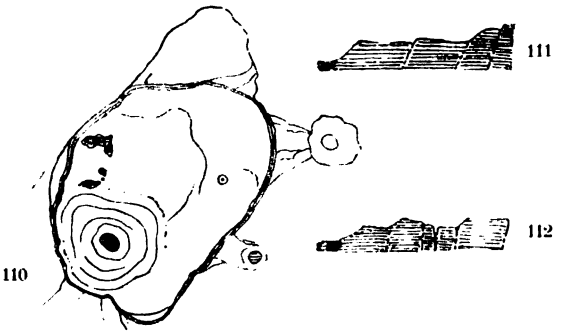
Nach abgeschlossenem Ausbruch tritt Ruhe ein und der Lavasee friert zu; nur mitten im See wallt es noch hier und dort, Lavaballen werden aufgeworfen, die Kruste reisst, die Schollen versinken. Mitunter wird ein weites Gebiet der Erstarrungskruste von einem Netzwerk von Rissen durchsetzt, die Schollen werden wieder eingeschmolzen und weithin leuchtet der nackte, grelle Glutsee wieder auf; dann wird die Oberfläche wieder dunkler und verfällt abermals der Erstarrung. Mit ziemlicher Bestimmtheit lässt sich sagen, welche Teile der Erstarrungskruste eingeschmolzen werden und welche widerstehen: Die poröse Lava, welche die Wärme schlecht leitet, widersteht der Einschmelzung, während die compacte Lava leicht durchwärmt und eingeschmolzen wird. [1])

Dieser Cyclus von Erscheinungen wiederholt sich fast

[1]) Dutton meint, das geringe spec. Gewicht der porösen Lava verhindere das Versinken und Einschmelzen derselben; nach meiner Ansicht ist die Wärmeleitung entscheidend.

Digitized by Google

bei jedem Ausbruche und doch ist das gesammte Bild jedesmal ein neues. Nicht nur variirt der Horizont des Lavasees sowie dessen Grösse von Fall zu Fall, auch die Kraterwände erleiden fortwährende Umbildungen. Bald setzt sich eine Ringterrasse von frischer Lava an, bald sinken die Wände strichweise und sitzen gegen die Kraterstufe ab. Fig. 110 zeigt den Zustand des Kilauea-Kraters im Jahre 1865 (nach Brigham). Der See war damals zugefroren und trug an seinem südlichen Ende einen grösseren Krater (mit Kratersee) und überdiess zahlreiche kleinere Kegel und Übergüsse an anderen Stellen. Zwei grosse Einsturzbecken, welche durch kleine Bruchfelder



mit dem Hauptkrater zusammenhängen, zeigen sich im Osten. Periferische Risse durchsetzen nicht nur die Erstarrungskruste des Sees, sondern auch die Umwallung des Kraters; diese letztere Erscheinung bedingt ein stufenweises Absitzen der Kraterwände, wie Fig. 111 und 112 zeigen. [1]) Bei einer grossen Eruption kann ein oder die andere Wand ganz lose werden, sie sinkt in den Kratersee und wird eingeschmolzen wie ein Eisberg im Ocean. Dutton hebt treffend hervor, dass diese Krater nicht gleich den Kegeln der Tuffvulkane durch eine mächtige Eruption zerstört und als Detritus in die Luft gejagt werden, sondern dass die Krater der Stratovulkane sicher nur durch allmähliges Einsinken und Niederbrechen ihre gewal-

[1]) Dasselbe Verhältnis zeigen die Abstürze der Ziegeleien, sowie die Wände der Pingen (tiefe, zu Tag ausgehende, Niederbrüche in Bergwerksgebieten). Vgl. meine Untersuchung über Altenberg.

Digitized by Google

tigen Dimensionen erreichen. Seine Meinung geht dahin, dass die, durch lange Zeit im hohen Horizont anstehende, flüssige Lava-Säule die umgebenden Gesteinsmassen einschmelze und dass die hangenden Massen dementsprechend niederbrechen. (cit. p. 126.)

Die Verhältnisse des M. Loa sind analog. Die Durchmesser des Kraters sind = 13 : 10 *km*. Der Krater beherbergte 1886 einen Lava-See, welcher grossenteils zugefroren war. Die offene Fläche, in welcher die flüssige Lava wallte, hatte 5·7 : 2·7 *km* Durchmesser und die Lava stand 240 *m* unter dem Wall-Nivo. 1886 versank die ganze Lavamasse aus dem Loa-Krater in Folge einer unterseeischen Eruption und die erstarrte Lava-Decke stürzte, in einzelne Schollen aufgelöst, unter Beben in die Tiefe.[1])

Die tektonischen Grundzüge des Gebietes treten nicht klar zu Tag, doch ist es wahrscheinlich, dass die wichtigsten Dislocationen z. T. mit dem Streichen der Inselgruppe übereinstimmen, z. T. dieselbe kreuzen. Die Insel streicht N. 60 W., während die Axe der Hauptkrater senkrecht gegen diese Richtung in N. 30 O. streicht. Die kleinen, secundären Kegel, welche auf den Flanken der grossen Vulkane aufsitzen, sind, da keine Explosionen erfolgten, natürlich nicht radial angeordnet, sondern entsprechen entweder Längs- oder Querbrüchen. (N. 40 W., seltener N. 50 O.) Während die Form der Hauptkrater auf tiefe Querbrüche schliessen lässt, erfolgen die Flanken-Eruptionen gemeiniglich aus Längsbrüchen.[2])

Derart sind die Stratovulkane von Hawai, welche übrigens nicht als Typen, sondern vielmehr als Ausnahmsbildungen betrachtet werden müssen.

Meist besitzen die Massenvulkane keinen Krater, auch ist die centrale Anordnung der Massen nur in seltenen Fällen so klar ausgeprägt, wie in den vorgeführten Beispielen. Übrigens sind derartige Massenergüsse von centralem Aufbau nicht bloss auf die moderne Zeit beschränkt: auch in älteren Formationen trifft man mitunter ähnliche Gebilde. Als Beispiel führe ich die grosse Porfyrmasse des Tarander Waldes, Sach-

[1]) Dana A. J. 1886. Vol. 31, p. 397. Alexander A. J. Vol. 34, p. 232.

[2]) Brigham, Alexander, Nature 1886, Vol. 34, p. 234.

Digitized by Google

sen, auf, welche von vielen kleineren Porfyrmassen umgeben wird „wie von Satelliten“ (Naumann). Man wird sicher viele analoge Bildungen älterer Epochen nachweisen, sobald das tektonische Studium der Massenergüsse so weit gediehen sein wird, dass man die z. T. erodirten oder abradirten, z. T. überlagerten Massen reconstruirt.

Soweit einschlägige Erfahrungen vorliegen, muss man behaupten, dass eine ausgesprochen centrale Anordnung der Massenergüsse selten ist; meist sind die Massen scheinbar regellos verteilt und angehäuft. Bevor ich die mannigfaltigen tektonischen Gestaltungen der Massenergüsse vorführe, muss ich vor allem den Begriff „Kuppe“, eine Eruptivform, welche uns bei Erörterung dieses Themas fortwährend begegnet, kritisiren.

Verschiedene Genesis der Kuppen.

1. Die Kuppen sind in den meisten Fällen nur Erosionsrelicte von Ergüssen (Erosionskuppen, Fig. 113).

2. Ferner lernten wir Kuppen kennen, welche sich an Ort und Stelle aufstauten (Quellkuppen, Fig. 94 und 95). Eine Variante dieses Typus ist die Kraterkuppe, Fig. 114.

113

114 115

3. Wenn leichtflüssige Lava im Krater durch lange Zeit im hohen Nivo ansteht (wie etwa im Falle des M. Loa, Hawai), so bilden sich je nach dem wechselnden Stande des Magma an den Kratergehängen Massen aus erstarrter Lava; später mag die ganze Masse des Kratersees in erstarrten Zustand übergehen. Die resultirende Lavamasse wird die Gestalt eines umgekehrten Conus (oder umgekehrten Fladens mit convexer Basis) besitzen. (Fig. 115 stellt einen solchen Kraterfladen dar). Erstarrt dagegen zäh aufquellende Lava (Trachyt etc.) im Krater, so entsteht eine Kraterkuppe (Fig. 114). Das erstere Fänomen (Kraterfladen) ist meines Wissens an erloschenen Vulkanen nicht beobachtet worden, wohl weil die

Digitized by Google

leichtflüssige Lava in den meisten Fällen vor Eintreten der Erstarrung sich vom Kraterboden in die Hauptspalte zurückzieht. Die letztere Erscheinung kommt aber in trachytischen Gebieten mitunter vor. [1])

Hamilton und einige neuere Beobachter (Hochstetter u. a.) haben diese Beobachtung in unzukömmlicher Weise generalisirt und behauptet, die meisten Kuppen seien nichts anderes, als durch Erosion von der ursprünglichen Tuffumhüllung entblösste Kraterknoten. In der Tat gehören aber solche Vor-

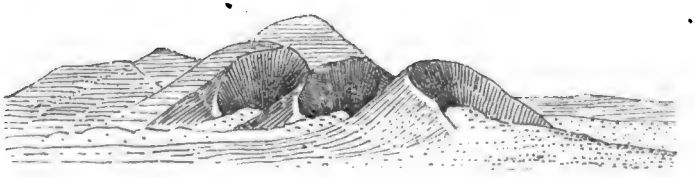


Fig. 116.

kommnisse zu den Ausnahmen, die meisten Kuppen sind Erosionskuppen, d. i. Relicte von Strömen.

Fig. 116 (Puy v. Clermont, Scrope) zeigt Trachytergüsse, welche im Krater, aus dem sie gefördert wurden, noch anstehen. Fig. 75 (Puy, Sarcony, Scrope) zeigt eine Krater-Quellkuppe.

Combination der Massenergüsse mit Tuff-Förderung; Karpaten.

Die Massenergüsse compliziren und häufen sich mitunter zu gewaltigen Complexen. So beobachtet Humboldt in den Anden [2]) Massenergüsse ohne Tuffanhäufungen und Krater; die jüngeren Eruptionen brechen nicht aus den (geschlossenen) Gipfeln und Kämmen, sondern aus Spalten in den soliden Flanken der Massenergüsse hervor. Ähnliche Verhältnisse trifft man auch im westlichen Nordamerika, in den Karpaten u. s. f.

[1]) Kraterkuppen der Auvergne, s. Scrope. In den Tuffkratern einiger neapolitanischer Vulkane (Solfatara, Camalduli, Astroni) stecken Trachytknoten (die Trachytkuppe des Astroni ist 70 *m* hoch). Im Krater Vandama, Gr. Canaria ragt eine Trachytkuppe auf u. s. f.

[2]) Humboldt, Lagerung der Geb. 1823, p. 321.

Digitized by Google

Die Massenergüsse der Karpaten (Karte Fig. 118, P = Pressburg, K = Kaschau) halten sich an den Südrand des Gebirges und zwar folgen sie entweder dem Streichen des Gebirges (sind also auf Längsspalten emporgedrungen) oder sie dringen auf N. streichenden Querspalten empor. Zu unterst liegen massige dioritische Grünsteine (Massenergüsse), welche die eocänen Sedimente durchbrochen haben. Sie werden von

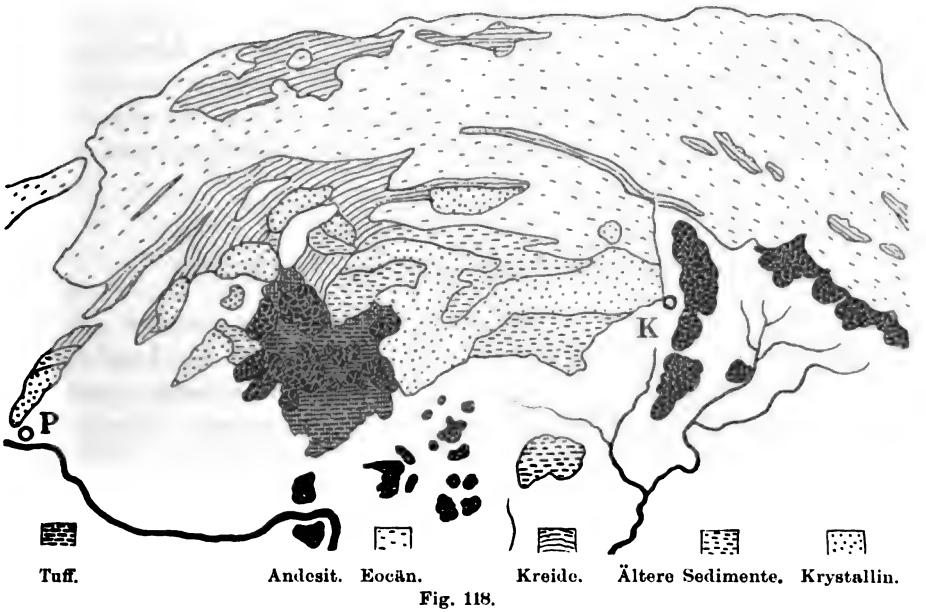


Fig. 118.

den gleichfalls massigen Trachyten und Andesiten überlagert, als jüngstes Glied folgt der Ryolith (local auch Basalt mit Tuffen). Die Diorite haben keine Tuffe, während die Trachyte und Andesite von mächtigen Tuffablagerungen begleitet erscheinen. Die älteren Ergüsse treten als mächtige, geschlossene Massen auf, während die jungen Ryolithe meist nur isolirte und unbedeutende Flankenströme bilden.[1]) Auch orografisch tritt dieser geologische Gegensatz hervor: Die älteren Massenergüsse bilden mächtige, kuppig gerundete, bewaldete Gebirgs-

[1]) Beudaut. Voy. Hongrie 1822. v. Richthoten, Hauer, Jb. geol. Reichs., 1859, 1860.

Digitized by Google

züge (mittl. Kammhöhe 1000 *m*); die jüngeren Trachyte und Andesite, welche die kleinen Ryolithströme gleich Schmarotzern auf ihren Gehängen tragen, treten in geschlossenen Massen weiter gegen die Ebene vor und sind in ihren tiefer gelegenen Partien von Kulturen überkleidet.

Erzlagerstätten (Gold und Silber) erscheinen an die alten Grünsteine gebunden, doch trifft man sie nur in Gebieten, wo zugleich die jungen Ryolithe auftreten. Die Dislocationen des älteren Grünsteingebirges, welche dem jungen Ryolith den Durchbruch ermöglichten, haben zugleich auch die Ausscheidung der Edelmetalle und deren Ablagerung in den jungen Dislocations-Spalten des Grünsteines bedingt und veranlasst.

Eine schlagende Analogie mit den geschilderten Verhältnissen kehrt wieder bei den

Massenergüssen des westlichen N.-Amerika,[1])

welches Gebiet ich im folgenden karakterisire, wobei ich jedoch hervorhebe, dass erst einzelne Districte des Landes gut aufgenommen sind und dass die Generalisirungen demgemäss mit Vorsicht aufgenommen werden müssen.

Das Land zwischen Rocky Mts. und Sierra Nevada, Californien, ist eine Wüste, welche von vielen N. streichenden Gebirgen durchzogen wird; diese Gebirgszüge bestehen z. T. aus Eruptivmassen; die Ebene zwischen den einzelnen Zügen ist mit pliocänen und quartären Sedimenten bedeckt.

Zum Schlusse des Jura vollzogen sich im ganzen Lande bedeutende Dislocationen, welche von Eruptionen begleitet wurden; Porfyr, Diorit und Diabas wurden damals gefördert. Östlich von dem zu besprechenden Gebiete trifft man mehrfach bedeutende porfyrische und trachytische Ergüsse (z. T. mit intrusiven Nachschüben), welche mit den Kreide-Sandsteinen und Schiefern dieses Gebietes vicariren. Ob und welche Eruptivmassen im westlichen Festlandgebiete während der Kreidezeit gefördert wurden, lässt sich wegen Ermangelung

[1]) v. Richthofen. Mem. Cal. Acad. 1867. King. 40 th. Parallel I. 682. Becker. Constock Lode. Wadsworth Rocks of 40 th. Parallel. Boston Soc. Nat. Hist. 1881, 1883.

Digitized by Google

der betreffenden Sedimente nicht feststellen.[1]) Wahrscheinlich gehört wohl ein Teil der gewaltigen Dioritzüge des Westens dieser Epoche an. Sichere Altersbestimmungen liegen aber erst für die tertiären Eruptivmassen des Districtes vor: im westlichen Nevada (Pyramidlake und Virginia City) werden die Dioritzüge während des Eocän von Längsspalten durchbrochen, auf ihnen treten jüngere Grünsteine (Diabas) von Tuffen[2]) begleitet, hervor, sie überdecken die Flanken der Dioritzüge.[3]) Jünger als diese Grünsteine sind die Andesite und Trachyte, welche posteocän, meist wohl miocän sind.[4])

Die Andesite, sowie die Trachyte werden häufig von Tuffablagerungen begleitet; in Oregon und Nevada sind die Tuffmassen 800 und selbst über 1000 *m* mächtig. Nach dem Miocän tritt zugleich mit bedeutenden tektonischen Störungen ein Umschlag des Magma ein; die miocänen Sedimente werden dislocirt und es treten während der Ablagerung der pliocänen Schichten Ryolithe zu Tag, welche zum Teil über die Flanken der älteren Eruptivmassen abfliessen, zum Teil in Senkungsfelder sich ausbreiten und in einzelnen Gebieten 1000—2000 *m* mächtig sind. Noch jünger sind (wenigstens in mehreren Gebieten) die Basalte[5]), welche zum Teil als Flanken-

[1]) Die Kreide fehlt zwischen der Sierra Nevada und dem Salzsee; im Osten der grossen Wüste herrscht sie wieder in grosser Mächtigkeit, vielfach mit eruptiven Einlagerungen. Die Henry Mts. haben Kreidesandstein mit Trachyt-Einlagerungen, im N. Park (Felsgebirge) trifft man Granitporfyr und Trachytporfyr, die mit Dislocationen der Kreide zusammenhängen, im südl. Colorado (La Platte) vicariren Kreide-Sandstein und -Schiefer mit eingeschalteten Trachyt-Ergüssen etc.

[2]) Im Grünstein-Tuff trifft man Blatt-Abdrücke, welche alttertiären Pflanzen angehören. Im Gebiete von Truckee wird der Grünstein (Propylit) von miocänen Sedimenten überlagert.

[3]) Richthofens Auffassung der Verhältnisse von Virginia City ist durch Beckers eingehende Untersuchung bestätigt und erweitert worden: über dem Diorit folgt chloritischer Diabas (Richthofens Propylit), darüber Hornblende- und Augit-Andesit. Hague und Iddings zeigen, dass auch der liegende, augithältige Diorit ursprünglich ein Diabas war.

[4]) Der Andesit des Montezuma-Gebirges liegt über eocänen Sedimenten. In Oregon und Nevada enthalten die Trachyttuffe Einlagerungen mit miocänen Fossilien.

[5]) In Idaho liegen Basaltdecken concordant über Miocän, in anderen Gebieten werden Basaltdecken von pliocänen Sedimenten überlagert.

Digitized by Google

ergüsse, zum Teil als flache Decken in der Ebene auftreten. Wir erhalten also die folgende Serie: Nach den Dislocationen und Eruptionen der Kreidezeit folgen im besagten Gebiete am Festlande (welches mehrfach von Seen durchsetzt ist) während des Eocän: Diorit, chloritischer Diabas (Propylit) und zum Teil Andesit, während des Miocän Fortsetzung der Andesit-Förderung und gewaltige Trachyt-Eruptionen mit Tuff-Ablagerungen, während des Pliocän endlich massiger Ryolith und Basaltdecken.

Die meisten N. streichenden alten Dislocationen blieben während der Kreide und des Tertiär lebendig, die alten Verwerfungen wurden wieder aufgerissen, neue Brüche entstanden und aus beiden traten wiederholt Eruptivmassen von verschiedenem Karakter zu Tag. Da das Land während des ganzen Zeitraumes trocken lag, wirkte die Erosion ununterbrochen; sie zerstörte die älteren Eruptivmassen und Tuffe teilweise und diese wurden dann discordant von jüngeren Eruptivmassen und Süsswasser-Sedimenten überlagert.

Das Grundgebirge ist im besprochenen Gebiete durch zahlreiche Verwerfungen in Schollen zerlegt, welche in verschieden hohem Horizont anstehen. Die einzelnen Schollen sind mitunter 50—100 *km* (1 bis 2 Tagmärsche) lang und die Verwerfung beträgt in einigen Fällen über 1000 *m*. Die Eruptivmassen dringen im Gebiete der abgesunkenen Schollen empor und füllen die Senkungsfelder zum Teil aus (King, Emmons, Gilbert).

Die, während des Miocän (zum Theil auch schon während des Eocän) geförderten Andesite und Trachyte werden meist von mächtigen Tuffablagerungen begleitet; die älteren (eocänen und vortertiären) Diorite und Propylite sowohl, als auch die jungen (pliocänen) Ryolithe bilden aber karakteristische Massenergüsse von meist beträchtlichen Dimensionen. Diese massigen Anhäufungen sind, wie Richthofen hervorhebt, nachweislich nicht Erosionsrelicte von Tuffvulkanen, deren Tuffmassen verschwunden und deren Ströme allein zurückgeblieben sind, sondern es wurden überhaupt vorherrschend feste Massen und nur untergeordnet Tuffe abgelagert. Allerdings dürfte sich eine, für den oberflächlichen Anblick

Digitized by Google

ähnliche Verteilung fester Eruptivmassen ergeben, wenn eine Reihe von Tuffvulkanen erodirt wird; der Tektoniker wird aber beide Vorkommnisse leicht unterscheiden und für die Massenergüsse die folgenden specifischen Unterscheidungs-Merkmale feststellen können:

1. ein centraler Tuffkegel existirt nicht und in Folge dessen fehlt auch

2. die central-radiale Anordnung der Massen;

3. sind die Gänge, welche bei Tuffvulkanen durch die Erosion leicht blossgelegt werden, unter den mächtigen Anhäufungen verborgen;

4. ist die Textur der Gesteine im allgemeinen gleichmässig; Schlacken und Gläser, welche bei den Ergüssen der Tuffvulkane so oft vorkommen, fehlen in der Regel bei den Massenergüssen.

Zusammenhang der Massenergüsse mit Gängen.

Hier gilt dasselbe, was für die Vulkane festgestellt wurde. Liegt die bez. Spalte im Gehänge, so wird der Erguss abfliessen und der Zusammenhang desselben mit dem Gang wird

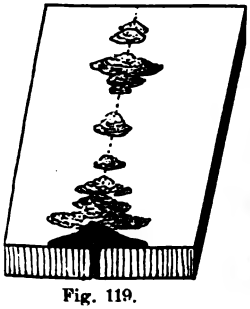


Fig. 119.

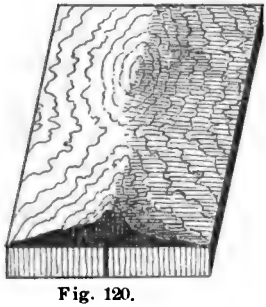


Fig. 120.

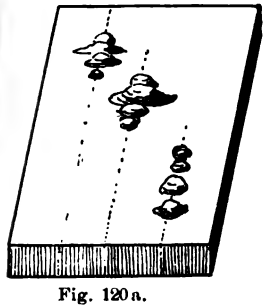


Fig. 120a.

durch Erosion leicht zerstört. Liegt die Spalte in der Ebene, so werden gerade über der Spalte die mächtigsten Massen zu liegen kommen, daher der Zusammenhang mit dem Gang im allgemeinen so lange erhalten bleibt, als überhaupt etwas vom Erguss erübrigt. In Fig. 119 und 120 ist der Zusammenhang einer Reihe von Quell-Kuppen, im zweiten Fall der

Digitized by Google

Zusammenhang eines rückenförmigen Decken-Ergusses mit dem Eruptions-Gang dargestellt.

Das Profil wird in letzterem Falle in dem Maasse, als die Erosion vorschreitet, etwa die in Fig. 88 notirten Typen darstellen. Die Säulen-Klüftung ist angedeutet; sie giebt über die ursprüngliche Verteilung der Eruptivmassen Aufschluss.

Bei rückenförmigen Massen-Ergüssen kann die Erosion strichweise die hangende Eruptivmasse entfernt und den Gang blosgelegt haben. Viele Geologen haben, auf derartige Aufschlüsse gestützt, den ganzen bez. Eruptivzug als riesigen Gang aufgefasst, wodurch falsche Vorstellungen über die Mächtigkeit der Eruptiv-Gänge erweckt werden mussten.

Ein bez. Beispiel bietet der mächtige Eruptiv-Zug von Neu-Schottland, welcher längs der Fundy-Bay 200 *km* (vier Tagmärsche) weit hinzieht und 1—5 *km* breit ist. Die steil stehenden Säulen zeigen in diesem Falle deutlich, dass man es nicht mit einem Gang, sondern mit einem rückenförmigen Erguss zu thun hat, welcher mit einem unter demselben verborgenen Gang zusammenhängt.

Der Brünner Granit-Zug, welcher 70 *km* weit zu Tag liegt, ist gleichfalls kein Gang, sondern ein Massen-Erguss, welcher natürlich auch mit einem in gleicher Richtung streichenden Eruptionsgang zusammenhängt etc.

Wir werden später sehen, dass auch die unregelmässig ausgebreiteten Ergüsse und Massifs, wenn man sich die Mühe nimmt, ihre Struktur zu studiren, deutlich den Verlauf der in der Tiefe verborgenen Eruptions-Spalten verraten.

Gemischte Eruptiv-Typen: Tuffvulkane und Massenergüsse.

Die Tuffvulkane, wie die Massenergüsse sind nur Extreme, welche sich oft miteinander combiniren. Bald werden aus einem kleinen Tuffkegel enorme Ergüsse gefördert, welche dem Komplex den Stempel eines Massenvulkanes geben, bald wird ein deckenförmiger Massenerguss von gasreichen, zerstäubenden Nachschüben durchbrochen und dem entsprechend von Tuffen überlagert, wohl auch ganz verhüllt.

Digitized by Google

Dass in Massenergüssen durch nachdringende gasreiche Förderungen Krater ausgesprengt werden können, sahen wir am Vulkan von Santorin (Erguss von 1866) und Meadow Creek (Nevada); in beiden Fällen wurde aber so wenig Detritus gefördert, dass die betreffenden Gebilde den Karakter von Massenergüssen nicht verloren. Im folgenden Falle hingegen haben die nachfolgenden Tuff-Förderungen offenbar den Ausschlag gegeben.

Jorullo, Mexiko (Fig. 121).

Das Gebiet, in welchem der Vulkan Jorullo um die Mitte des vorigen Jahrhundertes entstand, war seit undenklichen

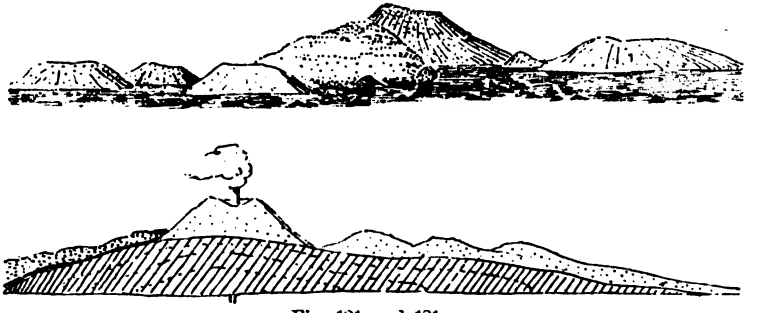


Fig. 121 und 121a.

Zeiten nicht von Ausbrüchen betroffen worden; das Grundgebirge (zumeist Grünsteine) war allerdings mehrfach von Laven überlagert, diese Ergüsse waren aber längst überwachsen und in der gut kultivirten Ebene hatte der Grundbesitzer Pedro Jorullo seinen Herrensitz. Da begannen im Sommer 1759 heftige Erdbeben, welche mit Intervallen zwei Monate lang anhielten. Die erschreckte Bevölkerung verliess Gehöfte und Hütten, kehrte jedoch, als ein längerer Stillstand eintrat, wieder zurück. Da erfolgte in der Nacht des 28. Sept. ein erneutes, heftiges Beben; die Erde barst und eine gewaltige Lavamasse breitete sich über die Kulturebene. Die Augenzeugen, welche sich auf die umliegenden Berge geflüchtet hatten, beschreiben, es seien aus einem weiten Gebiete Flammen aufgestiegen, glühende Gesteinstrümmer seien

Digitized by Google

ausgeworfen worden, eine dunkle Aschenwolke, welche sich über das Ausbruchsgebiet lagerte, sei vom vulkanischen Feuer glühend erleuchtet gewesen. Es habe den Eindruck gemacht, als ob die ganze Erde glühend geworden und als ob dieser glühende Boden sich aufgebläht hätte. [1])

Der mächtige Erguss war nahe den Rändern dünn (10 *m*), gegen die Mitte des Ergussfeldes stauten sich aber die Lavamassen immer höher auf und dürfte der Lavafladen daselbst im Maximum wohl etwa 160 *m* mächtig sein (Profil Fig. 121 a). Über diesem starken Ergusse erhoben sich sechs Tuffkegel, deren höchste 400—500 *m* über die Ebene aufragen. Jorullo wurde der Vulkan genannt zur Erinnerung an den reichen Grundbesitz, welcher unter ihm begraben liegt.

Der Massenerguss, über welchem die besagten Tuffberge sich erheben, war nach dem Ausbruche bedeckt von vielen tausend kleiner Schlote und Spratzschlünde, deren bedeutendste etwa 3 *m* hoch waren. Aus ihnen stiegen durch Decennien nach erfolgtem Ergusse so gewaltige Massen von Wasserdampf auf, dass die nächste Umgebung des Vulkanes unzugänglich war und noch zu Anfang unseres Jahrhundertes emanirten viele Schlünde 10—15 *m* hohe Dampfwolken, welche die Atmosfäre (im Schatten) bis über 40° erwärmten.

Man kann aus den vorgeführten Tatsachen schliessen, dass sich zuerst ein reichlich spratzender Massenerguss ausbreitete, welcher dann von noch stärker imprägnirtem Magma durchbrochen und von dem Zerstäubungs-Detritus überlagert wurde. Die Tuffkegel liegen in einer N. N. O. streichenden Linie, welche bestimmt der Hauptspalte entspricht.[2])

Derart sind die Fänomene dieses Vulkanes, welcher merkwürdig ist durch seine plötzliche Entstehung mitten im

[1]) Humboldt. Nouv. Espagne. 1811. Vol. 2, p. 290. Die beschriebene „Aufblähung" liegt der alten Auftreibungs- und Erhebungskrater-Hypothese zu Grunde.

[2]) Humboldt schloss, trotzdem er diese Tatsache beobachtet hatte, aus rein äusserlichen Gründen (nämlich aus der geografischen Anordnung), die mexikanischen Vulkane lägen auf einer O. W. Linie; wahrscheinlich wird aber auch Mexiko von jenen N. streichenden Dislocationen beherrscht, welche für das westliche N.-Amerika karakteristisch sind.

Digitized by Google

Festland, durch die gewaltigen Exhalationen und durch den raschen Übergang aus dem Stadium des Stromvulkanes in jenes des Tuffvulkanes.

Derartige Combination von Tuffvulkanen mit Deckenergüssen trifft man auch in Island, dessen geologischer Bau im folgenden skizzirt werden soll.

Island.[1]) Decken im Zusammenhang mit Tuffvulkanen. Senkungsfelder. Exhalationen und Thermen.

Dieselben (weit über 1000 *m*) mächtigen Basalt-Deckensysteme, welche man im westlichen Schottland und auf den Far-Oeren trifft, beherrschen auch Island. (Fig. 122, 122*a*.)

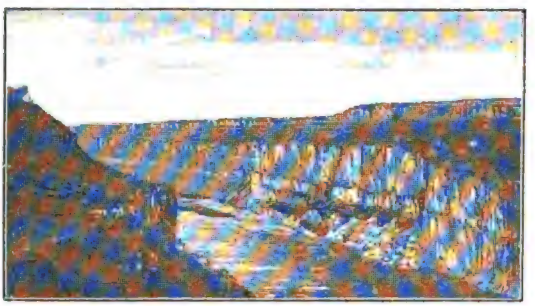


Fig. 122. Spaltental in einem Basalt-Deckensystem von Island (Keilhack).

Die im Gebiete dieser Insel aufgeschlossenen ältesten Deckensysteme gehören gleich jenen von Schottland dem Miocän an. Die einzelnen Ergüsse (Feldspat-Basalt), welche meist 10—30 *m* mächtig sind, werden oft durch Tuffeinlagerungen getrennt. In den letzteren trifft man örtlich Braunkohlen-Einlagerungen mit einer miocänen Flora. Den miocänen folgen pliocäne und jüngere Basaltergüsse, deren relatives Alter leicht kenntlich ist, indem die recenten Basalte keine Gletscherschliffe tragen und zum Teil noch die Oberflächen-Struktur der Schollenlaven aufweisen. Gleichfalls der jüngsten Zeit

[1]) Aufnahmen von Paijkull, Helland, Zirkel, Winkler, Thorodsen (übers. in Smithson. Rep. 1885) Schmidt, Gardner: Iceland, Q. geol. Soc. 1885, p. 93 und die treffliche Arbeit von Keilhack (Z. geol. Ges. 1886.)

Digitized by Google

gehören einige Liparitmassen an, welche über den Basaltdecken liegen; da die Liparite jedoch local wieder von Basaltgängen durchsetzt sind, gehören sie offenbar nicht einer bestimmten Epoche an, sondern repräsentiren nur eine eruptive Parallel-Facies.

Die pliocänen und jüngeren Laven neigen in geringerem Grade als die miocänen Basalte zur Deckenbildung; sie liefern mit Vorliebe Tuffe, welche bald weite Flächen bedecken, bald in Form von Kratern und Rüken aufragen. Selten trifft

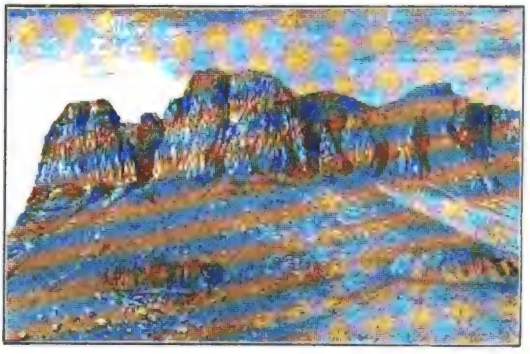


Fig. 122a. Ein 80–100 m mächtiger Basalterguss von Island.

man in der jüngsten Periode basische Massenergüsse, welche sich dann im allgemeinen durch gedrungene Form vor den älteren Basalten auszeichnen.

Die älteren Deckensysteme bedingen einen stufenförmigen Aufbau des Reliefs (Talgehänge und Meeresgestade). Über diesem terrassirten älteren Deckenplato breiten sich die jüngeren vulkanischen Ergüsse und Tuffrücken, welche nur von einer dürftigen nordischen Vegetation und in den höheren Regionen von mächtigen Firnkappen überkleidet sind.

Unter den jüngsten postglacialen Bildungen ist besonders schön das System des Hekla (Fig. 123), in welchem sich deckenförmige Ergüsse mit Tuffkegeln und Rücken in der Art verbinden, wie wir sie beim Jorullo kennen gelernt haben; nur ist es in dem vorliegenden Falle nicht klar, ob im wesentlichen nur ein mächtiger Lavafladen ergossen wurde, oder ob die Lavadecke des betreffenden Gebietes ein durch

Digitized by Google

successive Eruptionen gebildetes Deckensystem darstellt. Die betreffende Basaltdecke hat einen Durchmesser von 40 *km* (8 Marschstunden) und trägt auf ihrem Rücken viele Tuffkegel und Rücken, deren Axen sämmtlich in NO. streichen und deren Anordnung auf ein System paralleler Eruptionsspalten schliessen lässt. Die einzelnen Tuffmassen bilden schmale steil geböschte Bergzüge und Rücken; in den Tälern zwischen diesen Tuffzügen aber liegen meist Lavaströme eingebettet. Die Tuffmassen enthalten viele grobe Auswürflinge und vulkanische Bomben und sind häufig tachylithisch.

Der bedeutendste unter diesen Tuffzügen ist der eigentliche Hekla-Rücken, welcher 20 *km* (4 Wegstunden) lang ist und etwa 1400 *m* hoch über das Lavaplato aufragt (etwa 1600 *m* über das Meer).

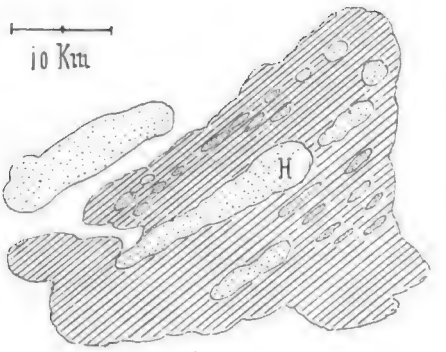


Fig. 123.

Die Tektonik der einzelnen Eruptionsfelder ist klar und instructiv. Zahlreiche NO.- und SO.-Brüche, untergeordnet N.- und noch seltener W.-Brüche haben das Gebiet der Insel in einzelne Bruchschollen geteilt (s. die geologische Übersichtskarte Fig. 124), welche in verschiedenem Nivo liegen. Gestalt, Küstengliederung und Relief des Landes werden durch diese Brüche einerseits und andererseits durch die Gestalt der Eruptivmassen (deren Verteilung natürlich wieder vom Verlauf der Brüche abhängt) bedingt. Den Brüchen entlang sind bald nur schmale Streifen Landes versunken (Grabenbrüche), bald trifft man zwischen zwei parallelen Bruchgebieten einen Streifen Landes im hohen Nivo (Horste) bald endlich ist ein weites, von Brüchen umrandetes Gebiet im Ganzen gesunken. Ein Teil der Fjorde dürfte auf Grabenbrüche zurückzuführen sein, während die grösseren Buchten in einigen Fällen nachweislich Senkungsfeldern entsprechen. Dies gilt unter anderen für die Bai von Reykjavik sammt der daran stossenden alluvialen Tiefebene (Keilhack, p. 392).

Digitized by Google

Die Senkungsfelder waren gemeiniglich der Schauplatz intensiver vulkanischer Tätigkeit, und zwar scheint die letztere meist vor der Eiszeit begonnen und in moderner Zeit im selben Senkungsfeld angedauert zu haben (Keilhack, p. 399).

Exhalationen und Quellen.

Ausser den vulkanischen Ausbrüchen erscheinen auch Exhalationen und heisse Quellen an die besagten Bruch- und Senkungsgebiete gebunden. Wie in andern vulkanischen Di-

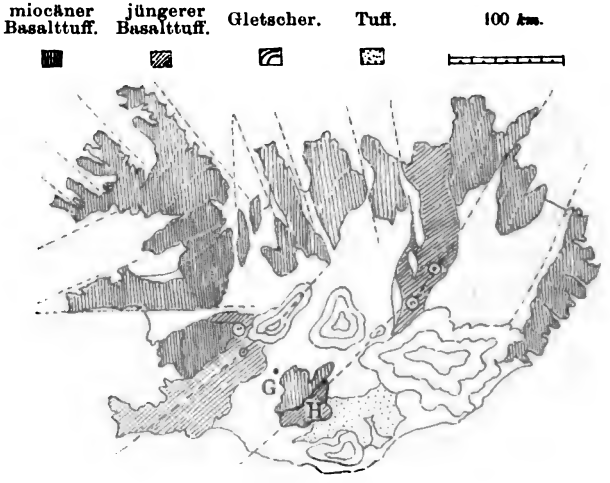


Fig. 124.

strikten treten auch hier nach Beendigung der Eruptions-Fase Schwefel-, Wasserdampf- und Kohlensäure-Exhalationen auf, welche, wenn sich über dem Exhalationsgebiete Wasser ansammelt, den betreffenden Wassermassen und Quellen einen eigentümlichen Karakter verleihen. Die besagten drei Exhalationstypen und deren Combination mit Wasseransammlungen werden im folgenden karakterisirt:

1. Im NO. und SW. der Insel treffen wir zahlreiche Schwefel-Exhalationen oder Solfataren, deren Mündung zumeist durch kleine (1 *m* hohe) Hügelchen ausgezeichnet ist. Diese Solfatarenhügel bestehen aus Ton, welcher von Gyps,

Digitized by Google

Schwefel und Alaun durchsetzt ist und tragen an ihrer Spitze eine enge Öffnung, aus welcher Dampf unter Zischen entweicht (Wasserdampf, SH_2, SO_2, CO_2, N [1]). Den Solfataren sind häufig Schlammquellen associirt; die letzteren erscheinen gebunden an eine kesselförmige Vertiefung von einigen Metern Durchmesser, die von einem niederen (bis 0·3 *m* hohen) Wall umrandet wird.

2. Dampf-Exhalationen oder Fumarolen, welche, wenn die betreffende Exhalations-Spalte mit Wasser erfüllt ist, heisse Quellen und Springquellen (Geysir) bedingen. [2]) Die Mündung dieser Quellen stellt meist einen mit Kiesel inkrustirten Trichter dar; falls die Quelle seit langer Zeit tätig ist und viel Kiesel absetzt, baut sich um den besagten Schlott ein flacher Sinterwall auf. Nicht selten wallt oder kocht das Wasser in diesem Becken in Folge massenhaft empordringender heisser Gase. Ein wirkliches Aufkochen tritt bei den intermittirenden Springquellen (Geysir) ein. Hierher ist zu rechnen die Quelle Reykholar, welche aus ihrem 0·6 *m* weiten Schlund einen 1 *m* hohen Wasserstral 4—5 Minuten lang aufwirft und dann ebensolang pausirt. Die Quelle Uxahver wirft ihren siedenden Strahl eine halbe Minute lang 2—3 *m* hoch und pausirt dann 5—6 Minuten; zu Anfang unseres Jahrhunderts hatte diese Quelle einen anderen Karakter, ihre Mündung war damals 2·5 *m* weit; nach jeder Eruption wallte die Quelle ruhig durch 1½ Min., binnen 2 weiterer Minuten stieg das stärker wallende Wasser bis an den Rand des Trichters, dann hörte man bei fortwährend sich steigender Bewegung des Wassers ein anhaltendes dumpfes Geräusch und diesem folgte der Ausbruch, wobei im Laufe einer Minute mehrmals ein 5—6 *m* hoher Wasserstrahl aufgeworfen wurde.

Gleich diesem Gebiete hat auch das Thermengebiet von Reykir, welches zu Ende des vorigen Jahrhundertes eine in-

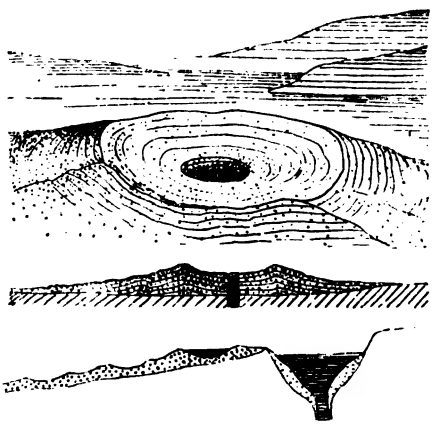
[1]) Die zersetzende Wirkung der Gase auf die Tuffe erörtert Bunsen. Pog. Ann. 83, p. 197.

[2]) Island, Neu-Seeland und das Yellowstone-Gebiet (in den Felsengebirgen) besitzen die grossartigsten Thermen. Hochstetter: Neuseeland, Holmes-Peale: Yellowstone-Park 1883.

Digitized by Google

tensive Tätigkeit aufwies, im Laufe unseres Jahrhundertes sich beruhigt.

Der Geysir (Fig. 125, nahe dem Hekla) mündet mit einer 3 *m* weiten Röhre, welche von einem, aus Kieselsinter aufgebauten, flachem Bassin umwallt ist (Profil Fig. 126[1]) Fig. 127 zeigt das Profil einer Sinterquelle von Neuseeland, Hochstetter). Das Wasser in der Röhre des Geysir hat nach einer Eruption nahe der Oberfläche nahezu die Siedetemperatur, in grösserer Tiefe steigt die Temperatur über 100°, jedoch nicht hoch genug, um eine Dampftension zu erzielen, welche die überlastende Wassersäule heben könnte. Durch das fortwährende Aufdringen der tieferen, überhitzten Wassermassen wird den höheren Partien immer mehr Wärme zugeführt, bis endlich an irgend einem Punkte der Wassersäule eine Temperatur erreicht ist, welche genügt, um die überlastenden Wassermassen zu heben. Durch den ersten Wasserauswurf aber werden die tieferen Partien entlastet und da diese überhitzt sind, tritt momentan eine reichliche Dampfbildung ein, welche sich äussert in einem explosiven Aufkochen der Wassersäule bis in grosse Tiefe.



125

126

127

Alle 2—3 Stunden hört man in der Tiefe dumpfe Töne, der Boden erzittert, in der Mitte des mit Wasser gefüllten Beckens erhebt sich eine glockenförmige Wassermasse etwa 1 *m* hoch und der Schwall geht über den Beckenrand. Selten treten die grossen Eruptionen ein; im letzteren Falle folgen dem ersten Aufwallen mehrere kräftige Stösse, worauf Explosionen in rascher Folge einen mächtigen Strahl siedenden Wassers bis zu 60 *m* hoch aufwerfen.

[1]) Der Sinterkegel ist etwa 10 *m* mächtig, die Schale hat 20 *m* Durchmesser.

Digitized by Google

Gleich den andern Kochquellen hat auch der Geysir seinen Habitus im Laufe der Zeit wesentlich geändert. Bis zum Jahre 1784 gab es im Gebiete dieser Kochquelle ausser dem Geysir nur noch eine namhafte Springquelle (Blesi).

1784 entstanden in Folge bedeutender, von Erdbeben begleiteter Dislocationen im Gebiete des Geysir 35 neue Quellen, welche jedoch nach kurzer Zeit grossenteils wieder versiegten. 1789 entstand abermals unter starkem Beben der Strokkr, dessen Gestalt und Tätigkeit in der Folge gleichfalls vielen Änderungen unterworfen war.

Es ist klar, dass jede Dislocation die Beziehung der in der Tiefe ruhenden liquiden und expansionsfähigen Massen zur Erdoberfläche wesentlich beeinflusst und mithin je nach Umständen entweder eine Variation der eruptiven Tätigkeit oder eine (locale und quantitative) Änderung der Exhalationen und Quellen bewirkt.

3. Ausser den Schwefel- und Dampf-Exhalationen und den mit denselben zusammenhängenden Quellen trifft man endlich auch Kohlensäure-Exhalationen, bez. Quellen, welche hier wie in anderen Eruptivgebieten den Abschluss der Exhalations-Fase bezeichnen.

Die Exhalationen sowie die Quellen sind meist in klarer Weise bedingt durch den Verlauf der Dislocationen; sie liegen entweder reihenförmig angeordnet in Verwerfungstälern oder am Rande der Senkungsgebiete oder sie halten sich an Brüche innerhalb der zertrümmerten Senkungsgebiete.

Eruptivlager, Vulkane, Lavaströme und Tuffe in alten Formationen, Wechsellagerung von Strömen und Sedimenten.

Die Wechsellagerung von Eruptivmassen mit Sedimenten wurde bereits von einigen Geologen des vorigen Jahrhundertes beobachtet und was wichtiger ist, auch richtig gedeutet. Sie sprachen die Ansicht aus, dass die Laven in solchen Fällen während der Formation der betreffenden Sedimente zum Er-

[1]) S. das Cap. Facies: Zusammenhang von Alter und Textur.

Digitized by Google

gusse gelangt seien, es sei irgend ein Sediment (Kalk, Schlamm, Tuff) abgelagert worden, dann sei ein unterseeischer Ausbruch erfolgt, die Lava habe die Sedimente überdeckt, darnach hätten sich wieder Sedimente abgelagert u. s. f.[1])

Andere Autoren halten dagegen noch heute an der Ansicht fest, die betreffende Serie von Sedimenten sei fertig gebildet gewesen, als die Eruptivmassen aufstiegen; die letzteren hätten die Schichten auseinandergedrängt und seien in die „Lagerklüfte" eingedrungen: sie deuten derartige Lager als Intrusivmassen, als Lagergänge.

Bezüglich junger Lavaströme, welche mit tertiären oder recenten Sedimenten wechsellagern, wird eine derartige Be-

Fig. 128.

hauptung allerdings selten aufgestellt; je älter die Formation aber ist, desto geneigter erscheinen die betreffenden Forscher, die eingelagerten Eruptivgesteine als Intrusivmassen zu deuten. Es wirkt hier wohl das alte Dogma ein, die älteren Formationen hätten keine Vulkane gehabt und alle echt vulkanischen Gesteine (Laven und Tuffe) seien tertiär oder recent.

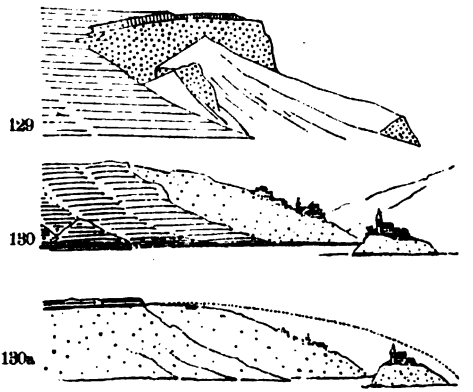
Ich führe als Typus älterer Eruptivlager einige Aufschlüsse aus dem Gebiete des Vulkanes von Padua vor.

[1]) De Luc lettres phys. 1779 übers. 1782, II. 169 Hutton Trs. nat. hist. soc. Newcastle 1832. Einige Autoren erkennen sogar Lavaströme und Tuffe in paläozoischen Sedimenten. Beche Theor. geol. 1836, p. 236. Foster-Whitney, Survey 1850 (paläozoische Tuffe und Lavaströme, Lake Superior). Murchison (Siluria 1854, Cap. 4, ed. v. 1867, p. 767). Diller u. Wadsworth. Boston Soc. Nat. Hist. 1880, p. 355, 416, 1881, p. 290. Geikie, Geol. 1882, p. 567 f. über paläozoische Lavaströme und Tuffe. Reusch, Jb. Min. 1887, Beilage 5, p. 55 f. über regionalen Metamorfismus und paläozoische Vulkane von Norwegen.

Digitized by Google

Eruptivlager des Vulkanes von Padua.

Im Tale von Schivanoja sieht man einen mächtigen Trachyt-Erguss überlagert von dickbankigen eocänen Mergeln; Fig. 128 zeigt die Beziehungen der Trachytlager von Fontana-Fredda zu den Sedimenten: zu unterst ein Trachytlager, darüber Jura und untere Kreide (Biancone), darüber ein Quarz-Trachytlager (T), hierüber obere Kreide (Sc. = Scaglia), zu oberst endlich der mächtige Trachytstrom, welcher den Gipfel des Mt. Cinto bildet. Dieselbe Reihenfolge treffen wir auf der gegenüberliegenden Talseite: über dem tiefsten Trachyterguss Jurakalk, darüber untere Kreide mit einer Einschaltung von tuffartigem Trachyt, darüber obere Kreide, abermals mit einem Trachytlager. Im Mt. Oliveto, Fig. 129, sehen wir ferner einen durch Steinbrüche aufgeschlossenen Trachyterguss, welcher am Bergrücken sowohl, als auch im Gebiete des Berggehänges vom Kreidekalk concordant überlagert wird. Die Sedimente überkleiden den Trachytbuckel als dünne, sattelförmige Lage.



Endlich treffen wir mehrfach kuppige Trachytmassen, welche vom Kreidekalk rings concordant ummantelt sind und erst in beschränkten Gebieten durch die Erosion aus dieser Verkleidung ausgeschält werden. Fig. 130 stellt den landschaftlichen Anblick, Fig. 130*a* das Profil des von Kreidesedimenten ummantelten und überlagerten Trachytstromes von Arqua dar. Ausser diesen Trachyt-Ergüssen trifft man aber, wie a. a. O. ausgeführt wurde, auch junge (posteocäne) supramarine Trachyte, welche als Kuppen aus dem Relief hervorragen, während die alten, in den sedimentären

Digitized by Google

Sockel des Gebietes eingeschalteten Trachyt-Ergüsse begreiflicherweise im Relief nicht hervortreten.

Es ist gewiss befremdlich, Trachytlager (welche sich übrigens mineralogisch ganz wohl von einander unterscheiden) in so verschiedenen Horizonten anzutreffen. Man ist gewohnt, ein Eruptivgestein an eine bestimmte Formation gebunden zu finden. Nun wurden im Gebiete des Vulkanes von Padua nachweislich in der Tertiärzeit mächtige Trachytströme gefördert; also liegt es offenbar nahe, die Trachyte, welche man in älteren Formationen dieses Gebietes antrifft, mit den tertiären Trachyten zu identifficiren, sie einfach als intrusive Tertiär-Trachyte zu deuten und in der Tat haben sich viele Geologen in diesem Sinne geäussert.[1])

Dass diese Deutung unhaltbar sei, ergibt sich aus den folgenden Tatsachen: 1. Nirgends sind Gänge (Apofysen) des Trachytes im hangenden Kreidekalk nachweisbar, der letztere schmiegt sich auf weite Strecken hin der buckeligen Oberfläche des Trachytlagers concordant an. 2. Ferner liegt über den Trachytlagern nicht selten geschichteter Trachyttuff, welcher in die hangenden Sedimente übergeht. Auch findet man 3. in verschiedenen Horizonten der Kreide umgeschwemmte Trachyttuffe (Feldspat-Bruchstückchen etc.) als vicarirende Lager. Endlich sind 4. die Lagerungs-Verhältnisse derart,[2]) dass die Annahme einer Intrusion ausgeschlossen ist.

So wird das weite Plato von Zovon gebildet von einer mächtigen, flach gelagerten Trachytplatte, welche von eocänen Mergeln überdeckt ist. Diese Sedimente, welche sich concordant allen Buckeln und Mulden des Trachytlagers anschmiegen, stellen nur eine dünne Decke oder Kruste dar und wie die Aufschlüsse beweisen, war diese sedimentäre Platte auch

---

[1]) Die Umwandlung der Kalke im Hangenden, welche man mehrfach beobachtet, scheint diese Ansicht zu stützen. Wie im Kap. Hangend-Contact ausgeführt wird, tritt eine solche Umwandlung aber häufig ein, wenn ein mächtiger Erguss von jüngeren Sedimenten überlagert wird (Durchwärmung). Der Hangend-Contact ist also durchaus kein Beweis für die Intrusion, wie man bei flüchtiger Betrachtung meinen möchte.

[2]) Reyer, Euganeen (Vulkan von Padua) 1876, p. 10.

Digitized by Google

bevor die Erosion eingriff, nie viel mächtiger; über ihr aber lagen seiner Zeit Tuffe. Es ist nicht möglich, sich irgend eine Kraft zu denken, welche ein solches Steinblatt (dessen vertikale Dimensionen minimal sind, im Vergleich zu dessen horizontaler Ausdehnung) von den unterlagernden Sedimenten ablösen könnte, ohne dasselbe zu zertrümmern. Diese Argumente beweisen, dass die besagten Trachytmassen Ströme sind, welche sich submarin ergossen und dann wieder von Sedimenten überlagert wurden.

Meist waren es in diesem Gebiete flache Ergüsse, welche während der submarinen Fase des Vulkanes gefördert wurden;

Fig. 131.

nur ausnahmsweise trifft man einen kuppigen Erguss, dessen Flanke oder Kopf durch die Erosion aus dem sedimentären Mantel ausgeschält wird (Arqua).

Ein anderes instructives Beispiel von eingelagerten Ergüssen bietet das Gebiet der

La Platte Mts. Colorado.[1]) Wechsellagerung von Ergüssen und Sedimenten.

Hier trifft man flachgelagerten Trias- und Jura-Sandstein, darüber Kreide mit vicarirender Sandstein- und Schieferfacies. Diese Sedimente steigen sanft an gegen die 4000 *m* aufragenden La Platte Mts., welche in Folge der im fernen Westen

[1]) Holmes in Haydens Rep. 1875. Analoge Verhältnisse trifft man in vielen Gebieten von Colorado und den angrenzenden Staaten: Peale: Erupt. Mts. of Colorado; Hayden, Bul. U. St. Geol. Survey 1877. Endlich. Erupt. Colorado. Hayden, Rep. U. St. Geol. Survey 1876. Gilbert Henry Mts. 1877, s. unten.

Digitized by Google

herrschenden Armut an Vegetation so übersichtlich wie Modelle sind.

An den mehrere 100 *m* hoch aufgeschlossenen Gehängen der Berggipfel sieht man eine vielfache Wechsellagerung dunkler Schiefer mit bankigen Trachyt-Einlagerungen, welche

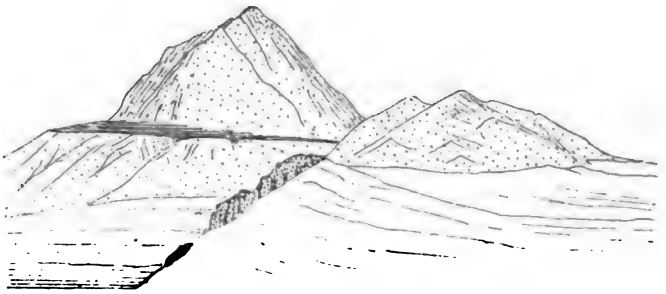


Fig. 132.

bald wenige Decimeter, bald viele Meter mächtig sind. (Fig. 131, Holmes.)

Fig. 132 zeigt zwei sehr mächtige Trachytergüsse, welche durch eine Terrasse von Kreide-Sedimenten getrennt sind; zuerst wurde der untere Erguss gefördert, über ihm lagerten

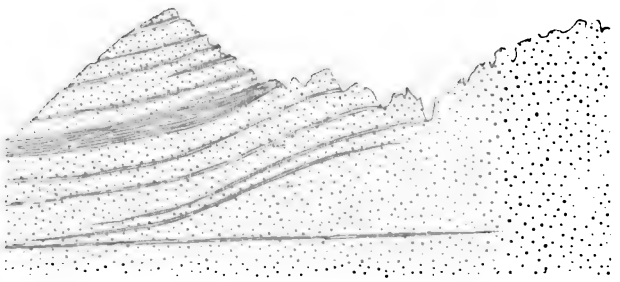


Fig. 133.

sich die Kreide-Sedimente ab und diese wurden wieder von einem mächtigen Trachyt-Erguss überlagert, welcher derzeit durch die Erosion bedeutend reducirt ist. Gegen den Beschauer läuft ein Trachytgang, welcher als Kamm aus den Sedimenten aufragt; aus ihm stammen die jüngeren Ergüsse. Die Schiefer sind im Contact mit diesen Trachytlagern gehärtet, doch sind die Fossilien (welche der Kreide angehören) zum Teil wohl

Digitized by Google

erhalten. Im centralen Teile ist eine mächtige kuppige Trachytmasse (Fig. 133) aufgeschlossen, welche ringsum in die Sedimente in Form vicarirender Lager eingreift.

Es entsteht hiedurch im Profile ein Bild, wie wenn man zwei Kämme mit einander verzahnt, ein Fänomen, welches für vicarirende Facies so karakteristisch ist.[1]) Ich gebe

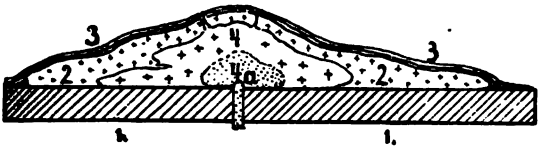


Fig. 134.

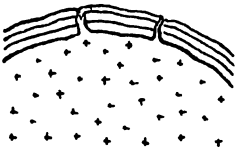
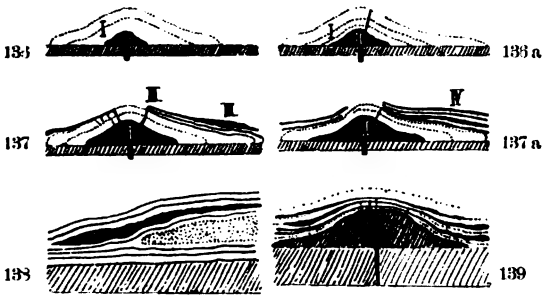


Fig. 135.

für diese Erscheinung die folgende genetische Erklärung: Der Erguss (Fig. 134) erfolgte, seine Flanke wurde von Sedimenten überlagert, ein Überguss erfolgte (III in Fig. 137), wieder lagerten sich Sedimente ab, ein neuer Erguss (IV in Fig. 137 a) erfolgte u. s. f. bis endlich eine Anordnung wie in Fig. 138, 139 entstand.[2])

In diesen und ähnlichen Fällen haben wir es nach meiner



Ansicht mit Eruptiv-Ergüssen zu tun, welche den Sedimenten concordant eingeschaltet sind. Die meisten bezeichnen solche Lager, wie erwähnt, schlechtweg als intrusiv, weil sie an dem Dogma festhalten, in älteren Zeiten habe es keine Vulkane gegeben. Ausser diesem wertlosen dogmatischen Argument liegen aber auch in manchem derartigen Gebiete

[1]) Vgl. Mojsisovich, Dolomitriffe von Südtirol.

[2]) Holmes deutet die betreffenden Vorkommnisse der herrschenden Anschauung gemäss als intrusive Massen.

Digitized by Google

Erscheinungen vor, welche in der Tat den Schluss zu erzwingen scheinen, die Eruptivmassen seien erst nach Ablagerung der sie überdeckenden Sedimente in dieselben eingedrungen. Ich beschreibe die bezüglichen Fänomene der Henry Mts., [1]) einer trefflich aufgeschlossenen Eruptivgruppe im südlichen Utah.

Henry Mountains; Massenergüsse mit Intrusiv-Erscheinungen und Hangend-Contact.

Die Sedimente (Carbon bis Kreide) liegen in diesem Gebiete flach und sind von einer NNW streichenden Flexur

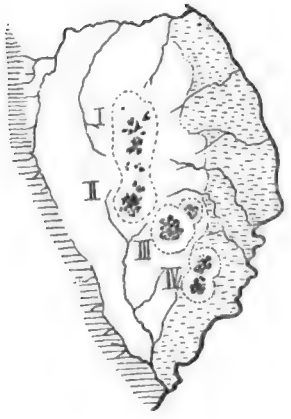


Fig. 140.

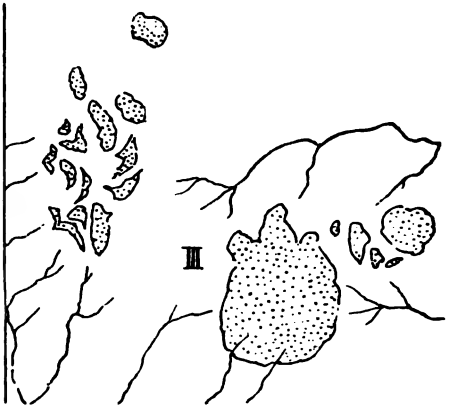


Fig. 141.

durchsetzt. In derselben Richtung verläuft auch eine Serie kuppiger Fladen, welche aus Gesteinen bestehen, die zwischen Trachyt und Porfyr schwanken (Orthoklas vorherrschend).

Das Platoland liegt etwa 1500 *m* über dem Meer. Die Henry Mts. aber erheben sich bis 3400 *m*. Die grosse Flexur (deren Verlauf in Fig. 140, links, durch kurze, horizontale Straffe angezeigt ist) hat ein Absinken des östlichen Flügels um 2000 *m* bewirkt, auf der abgesunkenen Scholle sitzen die Eruptionsmassen der Henry Mts. auf. Fig. 141 zeigt die südlichen Eruptivmassen. Die hangenden Sedimente schmiegen

[1]) Gilbert Henry Mts. 1877. Das Gebiet ist von Saltlake City aus zugänglich.

Digitized by Google

sich concordant an die Kuppen, sind aber im oberen Kuppengebiete oft reichlich von Gangschwärmen durchsetzt (Fig. 142). In den Flankengebieten der Trachytkuppen trifft man häufig eine concordante Wechsellagerung von Sedimenten und Trachytlagern. Die hangenden Sedimente sind in der Nachbarschaft der grösseren Eruptivmassen gehärtet [1]) und zum Teil krystallin metamorfosirt (harte Sandsteine, Schiefer mit kleinen secundären Feldspatkrystallen); auch metamorfosirte Trümmer der Sedimente kommen im Trachyt nahe dem Contact vor.

Formell trifft man alle Übergänge von den kleinen Trachytlagern bis zu den mächtigsten kuppigen Fladen; die Lager sind Fladen im kleinen, die Fladen kuppige Lager von bedeutenden Dimensionen. Sie haben mitunter einige 100 *m* Mächtigkeit, der grosse Fladen von Mount Hiller hat sogar 6 *km* (5·6 : 6·4 *km*) Durchmesser und mag eine Mächtigkeit von 2000 *m* und einen Inhalt von 30 km^3 haben. Fig. 143 stellt ein kleines Lager dar (gleich jenem von Zovon, Vulkan von Padua). In Fig. 144 sieht man einen, auf der sedimentären Basis aufsitzenden Trachytfladen (Mt. Marvine), dessen Flanken schrundig erodirt sind. Die harte Rinde dieses Fladens ist an den Gehängen durchgehends zerstört, nahe der Basis sieht man aber wieder steilgestellte plattige Reste der harten Erstarrungsrinde dieser Trachytmasse erhalten. In anderen Fällen sind die Fladen noch fast ringsum von den Sedimenten umhüllt und überdeckt, mehrfach sieht man auch nur domförmig gewölbte Sedimente, welche die Fladen offenbar als Kerne enthalten. Fig. 145 (Mt. Hiller) stellt eine Eruptivmasse dar, welche durch die Erosion erst

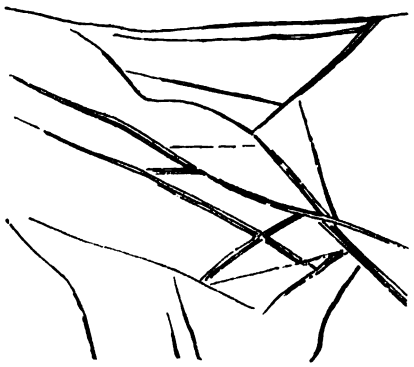


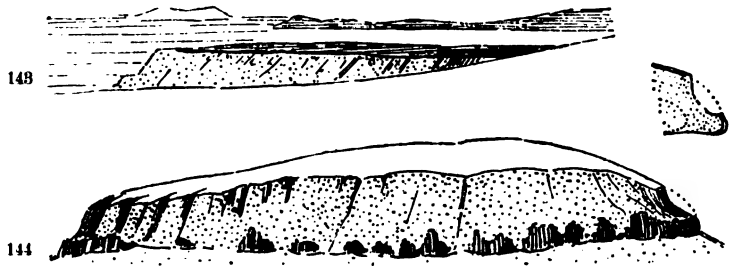
Fig. 142.

[1]) Auch die alten Trachytergüsse des Vulkanes von Padua zeigen Hangend-Contact, jedoch keine Intrusiv-Erscheinungen.

Digitized by Google

zum kleinen Teile aus dem mächtigen Sedimentmantel ausgeschält ist. Die Sedimente der Flankengebiete enthalten concordant eingeschaltete Trachytlager. Fig. 146 zeigt die Reconstruction dieses Massenergusses.

Die sedimentäre Serie des Gebietes (Schiefer und Sandstein) reicht vom Carbon bis zur Kreide und enthält in allen Horizonten, insbesondere aber in der Kreide, derartige



Trachytporfyr-Massen von wenig wechselndem petrografischem Habitus eingeschaltet.

Meine Ansicht, welche ich im Folgenden begründe, geht dahin, dass auch solche Eruptivmassen mit Intrusiv-Fänomenen ursprünglich normale Ergüsse waren.

Ansichten über die Genesis der Intrusivmassen.

Ich habe Eingangs erwähnt, dass einige Geologen gewisse Eruptivmassen, welche man in älteren Formationen concordant eingelagert findet, schlechtweg als Ströme bezeichnen. Dana deutet gewisse Granitmassen als Ergüsse, Naumann spricht mehrfach von einer Förderung der Granitmassen aus Spalten und Studer spricht an einer Stelle sogar bezüglich der Intrusiv-Massifs die Vermutung aus, sie seien ebenso wie die Trachyt-Dome aus Spalten aufgestiegen. [1])

Bei den normal mit Sedimenten wechsellagernden Eruptivlagern liegt auch gegen eine derartige Auffassung kein Bedenken vor, ja die Analogie mit den bekannten vulkanischen Fänomenen ist so auffallend, dass gerade der Anfänger unwillkürlich dieser Auffassung sich zuneigen muss.

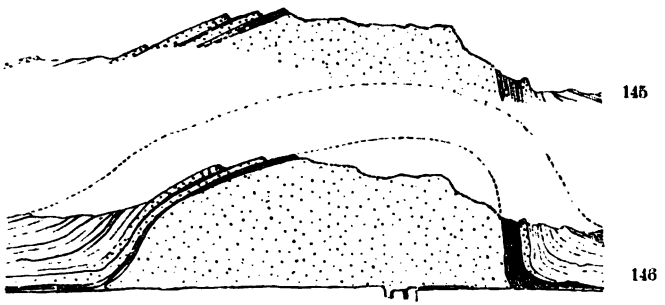
[1]) Dana A. J. 1843. Vol. 45, p. 128. Studer. Geol. 1851, p. 165.

Digitized by Google

Dagegen beobachtet man in vielen Gebieten (z. B. in den eben besprochenen Henry Mts.) gewisse Erscheinungen, welche in modernen vulkanischen Gebieten nicht vorkommen und welche allerdings die Deutung der betreffenden Massen als Ergüsse auszuschliessen scheinen. Man beobachtet nämlich in diesen und ähnlichen Fällen:

1. dass die Sedimente im Hangenden der Eruptivmassen metamorfosirt sind.

2. dass discordante, gangförmige Partien der Eruptivmassen (Apofysen) in die hangenden Sedimente eingreifen.



3. dass die Eruptivgesteine nahe dem Contact Trümmer der hangenden Sedimente enthalten.

Wo diese Erscheinungen (welche man bald einzeln, bald vereint antrifft) constatirt werden, haben selbst die radicalen Geologen seit jeher Anstand genommen, die betreffende Masse als Erguss zu deuten.

Man hat die bezüglichen Massen vielmehr in solchen Fällen einstimmig als Intrusivmassen bezeichnet und nimmt an, die Eruptivmasse sei jünger als die hangenden Sedimente [1]), eine Schlussfolgerung, welche einen wahren Kern enthält, welche aber doch unhaltbar ist, weil sie mit den mechanischen Erfahrungen in Widerspruch steht.

[1]) Wie sich die Intrusiv-Theoretiker den betreffenden Vorgang vorstellen, veranschaulichen die Figuren in Naumann Geogn. 1854 II. 241. Holmes in Haydens Rep. 1875, p. 244, 270.

Digitized by Google

Ich behaupte, ein Eruptivlager von bedeutender Ausdehnung kann niemals intrusiv sein in dem Sinne, welcher bisher herrscht. Die bez. Intrusions-Vorstellungen lassen sich folgendermaassen einteilen:

1. Seit Descartes die Entstehung riesiger Hohlräume in der erstarrenden Erde behauptete, sind diese imaginären Gebilde als Gespenster ab und zu aufgetaucht. Die Kataklismatiker des vorigen Jahrhundertes arbeiteten bedeutend mit Hohlräumen. In den 40er Jahren filosofiren Angelot und Leblanc (Bul. geol. 1840 f.) über die Hohlräume der Erdkruste. Hopkins u. a. nehmen, um die schlierige Verschiedenheit des Magma zu erklären, riesige Reservoire, Taschen oder Bassins an, welche mit verschiedenem Magma gefüllt sein sollen.

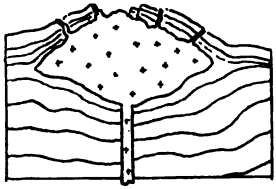


Fig. 146a.

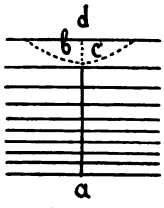


Fig. 146b.

In den 70er Jahren taucht die alte Idee wieder in Amerika auf und findet in Europa rasch Anklang. Die neue Auffassung unterscheidet sich jedoch von der alten dadurch, dass man jetzt nicht mehr an Höhlen denkt, welche seit Bildung der Erdkruste existiren, sondern die fictiven Hohlräume durch Abstauung entstehen lässt. In der Tat kann man sich wohl vorstellen, dass durch seitliche Pressung eines Schichtsystemes örtlich eine flache Schichtspalte entstehe, welche auf kurzer Strecke den Schichtflächen folgt und die Bildung eines Lagerganges ermöglicht. Eine Schichte von beträchtlicher Ausdehnung kann aber niemals in solcher Weise abgestaut werden, weil die Schichtgesteine vielfach zerklüftet sind und eine sehr geringe Biegungs- und Zerreissungs-Festigkeit haben.

Aber selbst wenn die betreffenden Schichten von Anfang an unzerklüftet wären und aus dem festesten, zähesten Stein bestünden, könnten sie niemals auf grosse Strecken hin von der Unterlage abgestaut werden, ohne im selben Moment nieder zu trümmern.

2. Eine andere Vorstellung geht dahin, das Eruptiv-

Digitized by Google

magma könne unter Umständen leichter eine Schichte abheben, als durch dieselbe an die Erdoberfläche dringen. (Fig. 146*b*.) Man vergleicht das Magma in diesem Falle mit einem Keil, welcher in die Schichtflächen eingetrieben, die Hangendschichte hebe, während er, vertikal eingetrieben, die Schichte nicht auseinander treiben könne. Auch diese Vorstellung ist (abgesehen von dem irreführenden Keil-Vergleich) unhaltbar, weil der Seitendruck bedeutender ist, als der Druck der hangenden Massen. Offenbar wird das nach der Spalte *a d*, Fig. 146*b* aufdringende Magma nicht seitlich nach *b* oder *c* eindringen, sondern geradenwegs nach *d* durchbrechen und allenfalls in Folge seiner Gas-Tension ein flach schalenförmiges Gebiet nahe der Erdoberfläche (punktirte Linie in Fig. 146*b*) aussprengen.

Mitunter wird das Magma nicht fähig sein, durch die Gangspalte bis an die Erdoberfläche zu dringen; dann wird es aber eben bei der Injection bleiben und das Magma wird nicht im Stande sein, den noch viel beträchtlicheren Seitendruck der Gesteine zu überwinden und „wie ein Keil" in die Schichtflächen einzudringen.

3. Wieder eine andere Vorstellung geht dahin, das Magma dringe unter eine plastische Schichte, welche sich von der Unterlage gut ablöse ein, es breite sich aus und hebe nur die hangenden Schichten. Wer sich das vorstellt, denkt offenbar an ein Experiment im Kleinen, wobei etwa durch ein System von Lederschichten, deren tiefere Lagen zerrissen sind, ein Brei aufdringt, bis er an eine nicht zerrissene Lederschichte kommt. In diesem Falle wird sich die Breimasse allerdings unterhalb der unzerrissenen Hangend-Schicht ausbreiten und dieselbe heben. Mag diese Analogie auch verführerisch erscheinen und vom oberflächlichen Betrachter als demonstratio ad oculos und als vollgültiger Beweis aufgenommen werden, sie ist doch nur eine wertlose, weil ausschliesslich formale Analogie. In dem Experimente mit den Lederschichten ist eben die Masse der betreffenden Lager minimal und folglich ist auch die Spannung, welche diese Schichten in Folge des Empordringens der Breimassen trifft, verschwindend im Vergleiche mit der Zerreissungs-Festigkeit

Digitized by Google

des Materiales. Denkt man sich das Experiment im gigantischen Maassstabe ausgeführt, d. h. suchen wir die Analogie mit der Natur vollständig herzustellen, so erweist sich dieselbe als hinfällig, denn in diesem Falle wächst die Masse, mithin auch die Gravitation, mithin aber auch die Spannung, während die Zerreissungs-Festigkeit des Materiales constant bleibt. Setzen wir Massenverhältnisse voraus, wie wir sie an den mächtigen Massivs der Schweiz beobachten, so wird es offenbar, dass kein uns bekanntes Material, am wenigsten aber die natürlichen Gesteine der durch Intrusion bewirkten Spannung Widerstand zu leisten vermöchte.

Ich verwerfe aus diesen Gründen die herrschende Ansicht über die Genesis der Intrusivmassen und substituire die folgende

Erklärung der Intrusions-Fänomene. Die herrschenden Anschauungen sind unhaltbar.

Fig. 134 stellt einen Massen-Erguss (2) dar, welcher die Sedimente 1 durchbricht. Er wird in der Folge von Sedimenten (3) überlagert. Endlich erfolgt in dem noch plastischen Massenerguss ein Nachschub (4). Durch den Nachschub wird die Erstarrungskruste des Ergusses gesprengt und die plastischen Massen dringen als Apofysen in die Spalten der Kruste ein (Fig. 135). Die einzelnen Stadien werden durch Fig. 136—139 veranschaulicht: Im (weissen) Erguss I in Fig. 136 erfolgt ein dunkler Nachschub II in Fig. 136 *a*, welcher einen Riss in der Kruste der älteren hellen Massen I verursacht und in denselben eindringt. In Fig. 137 fliessen dunkle Flankenströme III über die alten, hellen Ergussmassen ab.

Wenn die Ergüsse unter Wasser erfolgten, wird die Erstarrungskruste durch Sedimente bedeckt, welche durchwärmt und metamorfosirt werden. Die Nachschübe, welche jetzt erfolgen, werden eventuell nicht blos die Erstarrungskruste des alten Ergusses, sondern auch die Sedimente, welche den Erguss überkleiden, sprengen und es erfolgen Übergüsse (Fig. 137 *a*), welche die Flanken des Systemes überdecken. Die jüngeren Flankenergüsse werden abermals von Sedi-

Digitized by Google

menten überdeckt, es folgen wieder Übergüsse und so entsteht in der Umgebung der Kuppe ein Komplex von mit einander wechsellagernden Schichten und Ergüssen (Fig. 138, 139), während im Hangenden der intrusiv anschwellenden Kuppe metamorfe Sedimente und dieselben durchsetzende Eruptivgänge angetroffen werden. Dass unter den geschilderten Verhältnissen auch Trümmer der hangenden Sedimente in die Eruptivmasse eingehüllt werden können, ist klar.

Der Hangend-Contact erklärt sich aus dem Umstande, dass die grossen Eruptiv-Massen eben langsam abkühlen und überdiess durch intrusive Nachschübe lange heiss erhalten werden können, während sich an den Flanken und im Hangenden Sedimente ablagern, welche durch die aufdringende Hitze in dem Maasse metamorfosirt werden, als sie an Mächtigkeit zunehmen (s. Hangend-Contact).

Wie die äusseren Partien der Eruptivmasse in Folge der Nachschübe absinken, so können auch die ursprünglich über den Massifs abgelagerten Sedimente allmählig abgleiten, während neue Sedimente über dem anwachsenden Massif abgelagert werden. Auch die letzteren können Hangend-Contact und im Falle neuerlicher Nachschübe auch Intrusionen aufweisen.

Diese Complicationen stellen sich bei grossen Massifs häufig ein; kleinere Massifs aber können in einem Schub entstehen und dann harmonisch von Sedimenten überlagert werden. Sind die Eruptivmassen mächtig genug, so kann aber auch in diesem Falle in Folge nachträglicher Durchwärmung der Hangend-Contact sich ausbilden.

Bedenken wir, dass mächtige Eruptionen mehrere Kubik-Kilometer Material fördern, ja dass Tuff-Förderungen von 20 bis über 100 km^3 in einem Schub vor sich gehen können, so wird die Genesis der Massifs mit Hangend-Contact dem Verständniss noch näher gebracht. Die submarinen Massen-Ergüsse des Vulkanes von Padua (mit Hangend-Contact) und die meisten Massen-Ergüsse der Henry Mts. überschreiten nicht die Grösse eines normalen Lavastromes; selbst der grosse Mt. Hiller hat nicht viel über 30 km^3 Inhalt. Solche

Digitized by Google

Massen konnten in verhältnissmässig kurzer Zeit gefördert werden; ihre Abkühlung aber dauerte selbst bei geringen Dimensionen viele Jahre, bei namhaften Dimensionen aber Decennien und selbst Jahrhunderte. Die Massifs wurden während dieser Zeit von Sedimenten überlagert und diese wurden durch die aufdringende Wärme metamorfosirt.

Die herrschende Anschauung hält sich an die Tatsachen der Intrusion und des Hangend-Contactes und schliesst: „Die Eruptivmasse" dringt in die überlagernden Sedimente ein und metamorfosirt dieselben, folglich ist „die Eruptivmasse" jünger. Das scheint zwar ein logischer Schluss, ist aber doch, wie wir gesehen haben, ein Trugschluss. „Die Eruptivmasse" ist eben nur eine formelle Einheit; zu ihrer Bildung war eine Reihe successiver Nachschübe nötig, „die Eruptivmasse" besteht gerade so, wie irgend ein sedimentärer Complex aus einer Reihe verschiedenaltriger Gebilde.

Die ältesten Teile der Eruptivmasse sind in der Tat älter, als die überlagernden Sedimente, die Nachschübe, welche sich zum Teil intrusiv (innerhalb und unterhalb), zum Teil als Übergüsse oberhalb der älteren Massen ausbreiteten, sind aber jünger als die alte Erstarrungskruste, sie sind auch jünger als die Sedimente, welche die alte Erstarrungskruste unmittelbar überlagern.

Wir treffen offenbar bei den Intrusions-Geologen denselben Trugschluss, welcher so oft auch auf vicarirende Facies-Verhältnisse angewendet wird: Man beobachtet an einigen Stellen Sandstein über Schiefer und schliesst nun, „der Sandstein" ist jünger als „der Schiefer". Das klingt gleich einfach wie zwingend, ist aber doch in dieser allgemeinen Fassung oft falsch, weil „der Sandstein" eventuell eine lange Bildungsepoche umfasst und ganz wohl an anderen Stellen älter sein kann als „der Schiefer". Die Beobachtung, dass an einer Stelle Sandstein über Schiefer liegt, ist in diesem Falle ebenso richtig, wie im oben vorgeführten Beispiele, die Beobachtung, dass die Apofysen und Übergüsse „einer" Eruptivmasse jünger sind, als die durchbrochenen, bez. überlagerten Sedimente; die Generalisirung ist aber in einem und dem andern Falle unrichtig.

Digitized by Google

Man muss die einzelnen Teile der Eruptivmasse chronologisch sondern, dann wird man finden, dass ein Teil der Eruptivmassen allerdings jünger ist als die metamorfosirten, gestauten, durchbrochenen Sedimente, dass diese aber ihrerseits älter sind als die sie unmittelbar unterlagernden Eruptivmassen. Diese sind in der Tat alte Ergüsse, die Nachschübe aber sind jung und intrusiv.

Missbrauch der Namen „Lagergang" und „Stock".

Die besprochene gleich alte, wie unhaltbare Anschauung bezüglich der Intrusivmassen ist in unkritischer Weise dogmatisch verallgemeinert worden. In vielen Fällen wird jede lagerförmige Eruptivmasse, welche in älteren Sedimenten auftritt, schlechtweg als „Lagergang" bezeichnet, selbst wenn Zertrümmerungen des Nebengesteines und Apofysen nicht nachweislich sind, und doch liegt es auf der Hand, dass der Ausdruck „Lagergang" in solchen Fällen nur eine willkürliche Fantasie des Beschreibers ausdrückt.

Noch schlimmer steht es mit dem Namen „Stock", welcher für den wissenschaftlichen Gebrauch ganz wertlos ist, weil er verschiedene, formelle sowohl als auch (zum Teil falsche) genetische Vorstellungen umfasst und in Folge dessen nur zu Confusion Veranlassung gibt. Man bezeichnet mit diesem Namen

1. Massen mit centraler Anordnung. (Korallenstock, Gebirgsstock.)

2. Der Bergmann gebraucht den Namen Stock in noch weiterem Sinne, um die verschiedensten Anhäufungen der Gebirgsarten oder der nutzbaren Materialien zu bezeichnen.

a) Mächtige Gänge.
b) Gangschwärme.
c) Mächtige Linsen oder Butzen.
d) Butzen- oder Lagerschwärme.

Alles das wird vom Bergmann als „Stock" bezeichnet.

3. Der Geologe begreift unter „Stock":

a) Mächtige Gänge.

Digitized by Google

[illegible] gestaltete [illegible]

[illegible] Eruptivmassen [illegible]

[illegible] der Eruptivmassen [illegible]

[illegible] mit dem Aus- [illegible] Eruptivmasse, welche Intrusiv- [illegible] genetische [illegible] wenn man ihn [illegible] von Missverständ- [illegible] nur Anwen- [illegible] die betreffende [illegible] klar zu [illegible] ist ein zünf- [illegible] der betreffende Autor [illegible] und welcher von jedem [illegible] werden sollte.

Nach dieser theoretischen Erörterung sollen im Folgenden die verschiedenen Typen der Intrusivmassen vorgeführt werden.

Das Granitmassiv von Karlsbad[1]. Verteilung der Schlieren und intrusive Nachschübe.

Das hügelige, waldige, von Tälern und Schluchten durchfurchte Plato-Land besteht aus Granit und zwar unterscheidet man zwei Arten desselben, deren tektonische Beziehung zu einander im Folgenden betrachtet werden soll. Der grobkörnige Granit verwittert grusig und steht in grauen, massigen, abgerundeten Bänken und Klötzen an; der feinkörnige Granit verwittert wenig, er sticht mit seinen scharfkantigen Formen, mit seiner plattigen Bankung auffallend und hell ab von dem grauen grobkörnigen Granit, welcher ihn umgibt. Er zeichnet sich vor dem letzteren auch mineralogisch aus durch grösseren Quarzreichtum, durch Turmalin-

[1] Reyer, Jb. Geol. Reichs. 1879. p. 409.

Digitized by Google

und Zinngehalt. Die geologische Beziehung beider Gesteine wird durch die folgenden Beobachtungen klargelegt. (Vgl. die geol. Übersichtskarte Fig. 147. N = Neudeck, K = Karlsbad.)

Der Kalvarienberg bei Neudeck besteht an seiner NW.- und SW.-Seite fast bis zum Gipfel aus feinkörnigem Granit. Die übrigen Partien werden von grobkörnigem Granit beherrscht. Wenn man den Kamm dieses Berges begeht, trifft man überall den grobkörnigen Granit in mächtige Bänke und Lager aufgelöst. Beobachtet man das Streichen und Fallen dieser Bänke, so findet man, dass dieselben auf der NW.-Seite des Berges flach gegen NW., auf der Westflanke flach gegen W. und auf der SO.-Seite gegen SO. fallen. Auf dem Rücken selbst liegen sie aber flach. Mit einem Worte, die Granitplatten fallen ringsum gleichsinnig mit dem Abhange des Berges. Zwischen diesen verschiedenen Fallrichtungen herrscht nirgends ein Sprung, sondern alle zwischenliegenden Richtungen sind vertreten, so dass die ganze aus Schollen aufgebaute Granitmasse panzerartig Rücken und Flanken des ganzen Berges zu bekleiden scheint. Die grobkörnigen plattigen Massen liegen über dem feinkörnigen Granitrücken, wie ein Sattel.

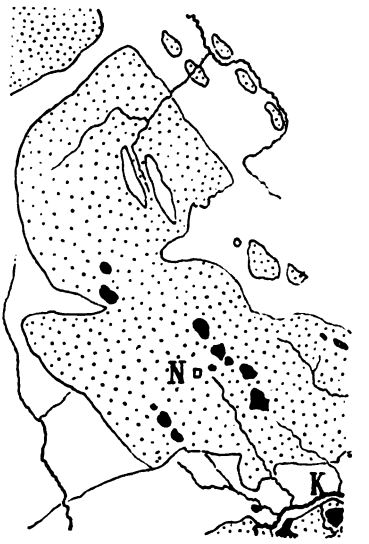


Fig. 147.

Ausserdem beobachtet man

1. Dass die Fluctuation im grobkörnigen Granit harmonirt mit der beschriebenen buckeligen Bankung.

2. Trifft man in der grobkörnigen Granitdecke feinkörnige Bänke eingeschaltet, deren Verlauf gleichfalls übereinstimmt mit der Gestalt der grobkörnigen Granitdecke (Profil-Fig. 148), welche über der feinkörnigen Granitkuppe liegt. Wir erhalten demnach das folgende Resultat:

Digitized by Google

b) Kuppige sowohl, als auch ganz unregelmässig gestaltete Eruptivmassen.

c) Kuppige intrusive Nachschübe in Eruptivmassen. (Stock von Altenberg.)

d) Mitunter auch mächtige Apofysen der Eruptivmassen (s. Schlackenwald).

Am häufigsten meint der Geologe wohl mit dem Ausdrucke Stock eine bedeutende Eruptivmasse, welche Intrusiv-Fänomene aufweist; da der Name aber nebstbei auch oft nur eine formelle, in anderen Fällen aber (falsche) genetische Vorstellungen wachrufen soll, wird derselbe, wenn man ihn nicht jedesmal interpretirt, zu einer Quelle von Missverständnissen, noch mehr: er findet in der Tat meist nur Anwendung, wenn der Autor seine Unfähigkeit, die betreffende Masse tektonisch zu karakterisiren und ihre Genesis klar zu legen, verbergen will. Kurz der Name „Stock" ist ein zünftiger Verlegenheitsname, hinter welchem der betreffende Autor seine Ignoranz zu verstecken pflegt und welcher von jedem gewissenhaften Forscher gemieden werden sollte.

Nach dieser theoretischen Erörterung sollen im Folgenden die verschiedenen Typen der Intrusivmassen vorgeführt werden.

Das Granitmassiv von Karlsbad.[1]) Verteilung der Schlieren und intrusive Nachschübe.

Das hügelige, waldige, von Tälern und Schluchten durchfurchte Plato-Land besteht aus Granit, und zwar unterscheidet man zwei Arten desselben, deren tektonische Beziehung zu einander im Folgenden betrachtet werden soll. Der grobkörnige Granit verwittert grusig und steht in grauen, massigen, abgerundeten Bänken und Klötzen an; der feinkörnige Granit verwittert wenig, er sticht mit seinen scharfkantigen Formen, mit seiner plattigen Bankung auffallend und hell ab von dem grauen grobkörnigen Granit, welcher ihn umgibt. Er zeichnet sich vor dem letzteren auch mineralogisch aus durch grösseren Quarzreichtum, durch Turmalin-

[1]) Reyer, Jb. Geol. Reichs. 1879, p. 409.

Digitized by Google

und Zinngehalt. Die geologische Beziehung beider Gesteine wird durch die folgenden Beobachtungen klargelegt. (Vgl. die geol. Übersichtskarte Fig. 147. N = Neudeck, K = Karlsbad.)

Der Kalvarienberg bei Neudeck besteht an seiner NW.- und SW.-Seite fast bis zum Gipfel aus feinkörnigem Granit. Die übrigen Partien werden von grobkörnigem Granit beherrscht. Wenn man den Kamm dieses Berges begeht, trifft man überall den grobkörnigen Granit in mächtige Bänke und Lager aufgelöst. Beobachtet man das Streichen und Fallen dieser Bänke, so findet man, dass dieselben auf der NW.-Seite des Berges flach gegen NW., auf der Westflanke flach gegen W. und auf der SO.-Seite gegen SO. fallen. Auf dem Rücken selbst liegen sie aber flach. Mit einem Worte, die Granitplatten fallen ringsum gleichsinnig mit dem Abhange des Berges. Zwischen diesen verschiedenen Fallrichtungen herrscht nirgends ein Sprung, sondern alle zwischenliegenden Richtungen sind vertreten, so dass die ganze aus Schollen aufgebaute Granitmasse panzerartig Rücken und Flanken des ganzen Berges zu bekleiden scheint. Die grobkörnigen plattigen Massen liegen über dem feinkörnigen Granitrücken, wie ein Sattel.

Fig. 147.

Ausserdem beobachtet man

1. Dass die Fluctuation im grobkörnigen Granit harmonirt mit der beschriebenen buckeligen Bankung.

2. Trifft man in der grobkörnigen Granitdecke feinkörnige Bänke eingeschaltet, deren Verlauf gleichfalls übereinstimmt mit der Gestalt der grobkörnigen Granitdecke (Profil-Fig. 148), welche über der feinkörnigen Granitkuppe liegt. Wir erhalten demnach das folgende Resultat:

Digitized by Google

Eine Kuppe von feinkörnigem Granit bildet den Kern des Berges. Dieselbe ist überlagert von einer grobkörnigen Granitmasse, und zwar legt sich diese wie ein Mantel oder wie ein Sattel, oder wie eine Kruste über den feinkörnigen, kuppigen Granitkörper.

Die feinkörnige Granitmasse ist offenbar unterhalb der noch nicht erstarrten groben Ergüsse aufgestiegen und hat sich da, wo heute der Kalvarienberg steht, aufgekuppt. [1])

Ich fasse diesen Vorgang näher ins Auge. Das Magma quillt in lange anhaltenden Strömen hervor. Es breitet sich aus und häuft sich an. Die Erstarrungskruste umgibt die

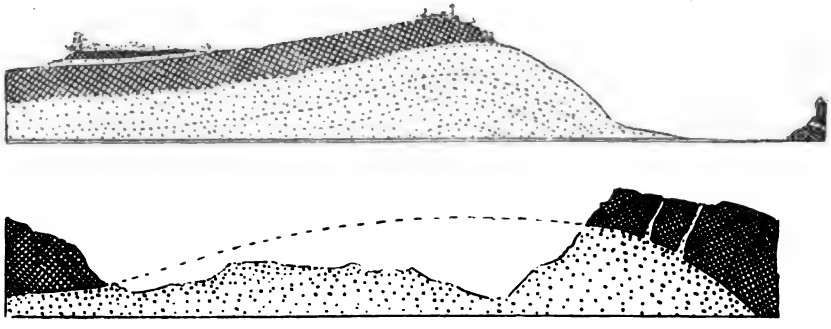


Fig. 148 und 149.

Ergussmassen, neue Nachschübe schwellen unter dem Krustenpanzer auf. Der Panzer platzt, er erweitert sich und die klaffenden Risse verharschen. So wächst die Ergussmasse an, indem in ihrem weichen Innern fort und fort neue Nachschübe sich ausbreiten und aufstauen.

Bei den Vulkanen intermittirt der Eruptionsvorgang gemeiniglich. Die Ergussmassen hängen daher nicht untereinander zusammen, sondern breiten sich übereinander. Bei den Massenergüssen aber strömt es fort und fort und alle Massen verschmelzen zu einem grossen Ganzen. Die

[1]) Feinkörnige Granitkuppen, welche in grobkörnigem Granit auftauchen, trifft man häufig im Erzgebirg, in Cornwall etc.

Eine derartige intrusive Kuppe ist im Granitgebiete von Zinnwald aufgeschlossen. Die intrusive Greisenmasse ist in diesem Falle zinnführend und demgemäss durch den Bergbau vollständig aufgeschlossen. Vgl. „Altenberg".

Digitized by Google

jüngeren Nachschübe breiten sich in diesem Falle innerhalb und unter den älteren Massen aus. Die gemeinen Vulkane sind also karakterisirt durch intermittirende Tätigkeit, die Massenergüsse dagegen haben eine continuirliche Genesis. Die Vulkane zeichnen sich durch effusive Tätigkeit aus, für die Masseneruption hingegen sind karakteristisch die intrusiven Nachschübe.

Die flachen, feinkörnigen Granitblätter[1]) sind offenbar Schlieren, welche dem Erguss concordant eingelagert sind.

Analoge Erscheinungen beobachtet man am Aberg. Auch hier wird eine flachkuppig aufgequollene Masse von feinkörnigem Granit von plattigem, grobkörnigem Granit überlagert. Wo beide Granite aneinander stossen, beobachtet man (ebenso wie am Kalvarienberge) eine schlierige Wechsellagerung beider Gesteine. Ähnliche Verhältnisse trifft man wieder am Kreuzberg, welcher uns zugleich Gelegenheit bietet, die Natur der Apofysen und deren genetische Bedeutung zu studiren:

Am Südende von Karlsbad treffen wir am westlichen Flussufer zunächst grobkörnigen Granit, dessen Plattung flach gegen N. fällt. Wenn wir gegen S. weiter wandern, treffen wir auf feinkörnigen Granit, welcher ersteren unterlagert. Die Auflagerungsfläche des grobkörnigen Granites fällt flach gegen N., harmonirt also mit der Plattung. Der feinkörnige Granit hält nun auf unserer weiteren Wanderung gegen S. 150 *m* an. Dann kommt wieder der grobkörnige, plattige Granit zur Herrschaft, und jetzt fällt die Grenzfläche zwischen beiden Graniten entgegengesetzt, gegen S.

Ausserdem aber beobachten wir auch Apofysen, welche von dem unterlagernden Granit in den überlagernden aufsetzen. Dies sind die berühmten Verhältnisse vom „böhmischen Sitz."

Die Verhältnisse sind in Fig. 149 veranschaulicht. Wir ersehen daraus, dass die besprochene feinkörnige Granitmasse eine flachkuppige Gestalt hat und Apofysen in den über-

[1]) Diese Blätter erscheinen im Querbruche wie Bänder und werden auch von mehreren Geologen mit diesem Namen bezeichnet. Der Ausdruck „Blatt" aber scheint mir besser, weil er eben die wahre Gestaltung dieser Gebilde in sich begreift.

Digitized by Google

lagernden grobkörnigen Granit sendet. Die Apofysen streichen NNO.

Eine fernere Begehung des Kreuzberges zeigt, dass auch er (gleich dem Kalvarienberge) im Wesentlichen aus einer unter dem grobkörnigen Granit aufgequollenen feinkörnigen Granitkuppe besteht. Gegen die Berghäuser-Fahrstrasse treffen wir auf grobkörnigen Granit, welcher auf dieser Erstreckung die feinkörnige Ergussmasse wie eine Kruste überkleidet. Diese Kruste hält an bis zum „böhmischen Sitz", wo nochmals die intrusive feinkörnige Ergussmasse entblösst ist. An vielen Stellen zwischen diesem Orte und dem Kreuzberge wird die grobkörnige, plattige Kruste von feinkörnigen Apofysen durchbrochen.

Auch diese Erscheinung erklärt sich, wenn man den Vorgang der Masseneruption zu Ende verfolgt. Wir haben aus den beobachteten Verhältnissen abgeleitet, dass die jüngeren Eruptionsmassen innerhalb der älteren (nur äusserlich erstarrten) Massen aufquellen und sich ausbreiten. Die Folge dieser Vorgänge aber ist die eben geschilderte Erscheinung der Injection: der starre Mantel wird den nachquellenden Massen zu enge; es müssen in ihm Risse entstehen und in diese dringen dann die tieferen, flüssigen Massen ein. [1])

Diese Erklärung harmonirt mit den in der Natur beobachteten Erscheinungen. Wir sehen nämlich, dass die Apofysen local innig verwachsen und verschmolzen sind und dass die Verschmelzung in der Nähe der unterlagernden Granitmassen am innigsten ist.

Diese Erscheinungen müssen eben eintreten, weil die über dem intrusiven Erguss lagernde Erstarrungsdecke eben nicht auf den flüssigen Teilen liegt, wie eine Panzerplatte, sondern durch Übergänge mit derselben verbunden ist. Die Injectionen dringen nicht in den Klaff eines starren Körpers

---

[1]) Granit-Apofysen wurden zuerst beobachtet von Saussure (Voy II, § 599 f., 676), doch hielt er sie für hydatogen. Als eruptive Bildungen deutet sie Hutton, 1788. Macculloch studirt sie eingehend; Charpentier (Pyren. p. 158) bezeichnet die Apofysen als junge Nachschübe innerhalb der älteren, erstarrenden Granitmasse („Nachgeburten"). S. Naumann, Geogn. Rosenbusch, Abh. Geol. Elsass, 1877.

Digitized by Google

ein, sondern zuerst durch eine halbweiche, dann durch eine nahezu harte und schliesslich erst in die ganz starre Kruste. Natürlich muss zwischen dem Injectionsmagma und den halbweichen durchbrochenen Massen eine Verschmelzung und Schweissung stattfinden und diese Mischung wird in der Nähe der intrusiven Hauptmasse am innigsten sein, weil eben dort die durchsetzten Massen noch am weichsten sind.

Das ist das wesentliche Merkmal, durch welches derartige intrusive Abzweigungen sich unterscheiden von den gemeinen Gängen. Wir stehen hier an der Grenze der Begriffe: Gang und Schliere. Die Schliere ist mit dem Nebengestein durch Übergänge verbunden, der typische Gang ist von demselben scharf getrennt. In einem Falle hat ein flüssiger oder teigiger Körper eine plastische Masse dnrchbrochen, im andern Falle liegt die Injection eines flüssigen Körpers in die Spalte einer starren Masse vor. Ich bezeichne diese intrusiven, mit dem Nebengestein durch Übergänge verbundenen Massen als Schlierengänge; reichen dieselben bis in die Region der Erstarrungskruste, so beobachtet man dem entsprechend ein allmähliges Übergehen des Typus „Schlierengang“ in den gemeinen Gang.

Aus dem Vorstehenden ergeben sich die folgenden Resultate:

1. Die massigen Eruptionen werden karakterisirt durch die Einheit der Ergüsse, welche inner- und unterhalb der schon geförderten Masse aufquellen und intrusiv sich ausbreiten.

2. Schlieren, welche innerhalb dieser Ergüsse aufsteigen, werden flächig gestreckt zu Schlierenblättern.

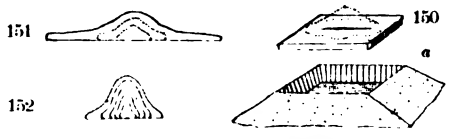
3. Die Erstarrungsdecke wird häufig durchbrochen von Schlierengängen und echten Gängen.

Wir können die im Karlsbader Gebiete beobachteten genetischen Beziehungen erläutern durch eine Abänderung jenes Experimentes, welches bei Besprechung der Quellkuppen vorgeführt wurde: Giesst man in einen Lehmrahmen über einen hellen Gypsbrei einen dünnen, dunkel gefärbten Gypsbrei und drückt nun das mit einer Eruptionsspalte versehene Brett in den Lehmrahmen (Fig. 150), so tritt durch die Eruptionsspalte ein deckenförmiger Massenerguss, dessen innere

Digitized by Google

Structur der Querschnitt Fig. 151 darstellt. Der dünne Gypsbrei hat sich in diesem Falle zu einer Decke ausgebreitet, inner- und unterhalb deren der zähe Nachschub sich aufgekuppt hat.

Fig. 153 zeigt die Aufkuppung eines zähen Magma. Man sieht, wie die Schlieren sich harmonisch der jüngeren Intrusivkuppe anschmiegen. Oberhalb der Intrusivkuppe ist die dunkle Masse nur in geringer Mächtigkeit vertreten; steigt die Intrusivkuppe noch höher auf und sind die Hangendmassen weich, so gleiten sie von der Kuppe ganz ab und sinken über die Flanken nieder, wie Fig. 153 zeigt.



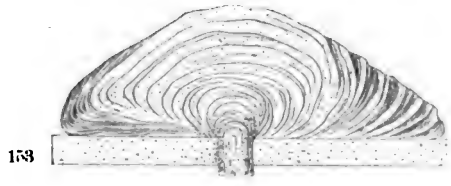


Fig. 154 (Experiment) veranschaulicht, wie die älteren Partien eines massigen Deckenergusses über einem kuppig aufquellenden Nachschub sich ausdünnen, in Fig. 155 sieht man die älteren dunklen Massen bereits ganz von den hellen Kuppen-Nachschüben abgedrängt. Ich bespreche diese Erscheinung sub „Randzonen".

Die Porfyre des Karlsbader Gebietes (Felsitporfyr und Mikrogranit) verhalten sich zum grobkörnigen Granit analog wie die feinkörnigen Granite; der Porfyr ist mit dem Granit durch schlierige Wechsellagerung verbunden, er tritt in Form kuppiger Intrusivmassen auf und sendet Schlierengänge und Apofysen in die hangenden Massen. Wir haben es hier in der Tat nur mit einer abweichenden Facies des Magma [1]) zu tun, genetisch und tektonisch spielen beide Gesteine dieselbe Rolle.

Anordnung der Karlsbader Granitmassen.

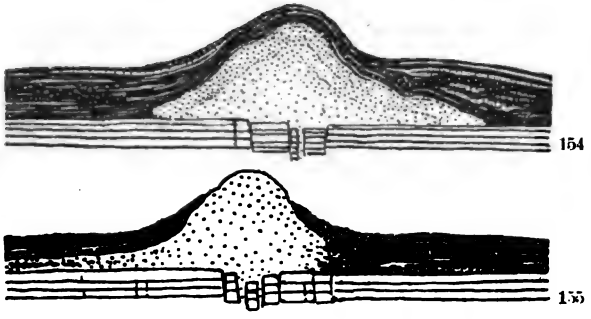
Die besprochenen Eruptivmassen bilden eine deckenförmige Einheit, innerhalb deren die jüngeren Nachschübe

[1]) Lossens Porfyrfacies.

Digitized by Google

kuppig aufgequollen sind. Die ganze Eruptivdecke war ursprünglich von Schiefer überkleidet, doch hat die Erosion diese sedimentäre Decke derzeit bis auf wenige Reste abgetragen.

Die geologische Karte (Fig. 147) zeigt uns die Form und Verteilung der feinkörnigen Granitnachschübe sowohl, als auch die Gestalt der im benachbarten Schiefergebiete auftauchenden isolirten Granitmassen. Wir sehen, dass die betreffenden ellypsoiden Massen gemeiniglich nach einer Linie angeordnet sind in der Art, dass die grossen Axen



der Ellypsen mit dieser Linie zusammenfallen. So liegen auf der Linie Klösterlein-Glandorf in der Richtung NW. fünf Granitellypsen hintereinander; dieselbe Erscheinung kehrt wieder bei Aue zwischen Oberschlema und Auerhammer u. s. f.[1]) Naumann macht aufmerksam, dass diese Anordnung harmonirt mit der Haupterstreckung der Granitmasse von Eibenstock, sowie mit der Verteilung der Schieferschollen und dass alle diese Fänomene offenbar unabhängig sind von dem Bau des Erzgebirges, indem die Granitmassen das Gebirge quer durchbrechen. Der ausgezeichnete Forscher schliesst mit den bedeutungsvollen Worten: „Dergleichen reihenförmige Systeme von Granitinseln lassen sich vergleichen mit den Vulkanreihen und machen es wahrscheinlich, dass auch die Granitmassen ursprünglich aus parallelen Spalten empordrangen.“

[1]) Naumann, Geol. 1854, p. 238. Naumann, Erläut. Geol. Karte 1838. II. p. 140.

Digitized by Google

Ich füge hinzu, dass wie die Granitellypsen im Schiefergebiete, so auch die feinkörnigen intrusiven Granitnachschübe im grobkörnigen Granit reihenförmig angeordnet sind und dass durch diese Anordnung der Verlauf der entsprechenden Eruptivspalten verraten wird.

Die eben vorgeführten Erscheinungen kann man experimentell erläutern, indem man im oben geschilderten Versuche eine Reihe paralleler Eruptionsspalten im Brett anbringt.

Fig. 156 zeigt, wie die aufquellenden ellypsoiden, kuppigen Massen sich anordnen; sie vereinen sich zu einer einheitlichen Decke (Fig. 157), innerhalb welcher die aufquellen-

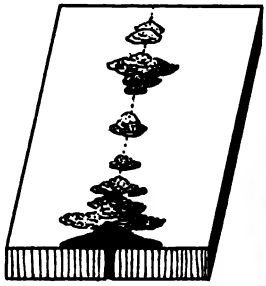


Fig. 156.

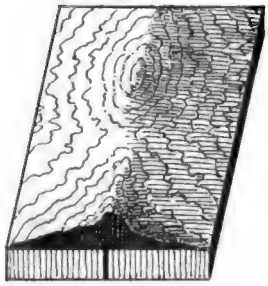


Fig. 157

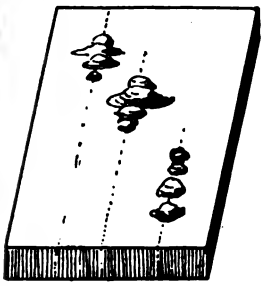


Fig. 158.

den Nachschübe nach wie vor die alte Anordnung bewahren, wodurch in ein und dem anderen Falle der Verlauf der Eruptionsspalten angezeigt wird.

Solche reihenförmige Anordnung von Kuppen, Intrusivkuppen und Massifs ist oft beobachtet worden (s. Quellkuppe). Insbesondere fällt die reihenförmige Anordnung der Granitmassifs auf im Erzgebirg, Fichtelgebirg, Cornwall, Schottland, Normandie etc. [1])

Meist folgen die grossen Axen der Kuppen dem Streichen des Gebirges, d. h. die Eruptivmassen wurden aus Längsgängen gefördert; in anderen Fällen streichen sie quer gegen das Gebirg, d. h. die Massen stammen aus Quergängen (s. Altenberg).

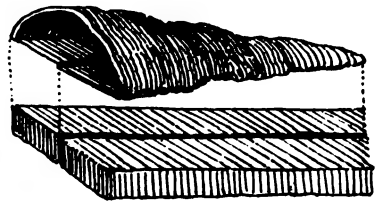
Endlich kommt es vor, dass die grossen Axen der Kuppen

[1]) Riviere zählt in der Normandie 300 Dioritkuppen, welche alle in OOS. streichen und deren Längsaxe in eben dieser Richtung verläuft. Bul. Geol. 1844, p. 528.

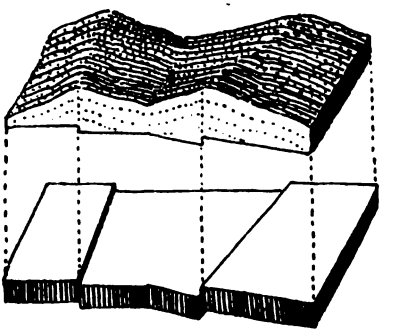
Digitized by Google

(bez. der Massivs) das Streichen des Gebirges durchschrägen; es erklärt sich dies aus der Tatsache, dass die Spalten nicht selten vicarirend verlaufen (s. Verwerfung), was eine entsprechende Verteilung der Eruptivmassen zur Folge hat. In Fig. 158 streicht die grosse Axe der ellypsoiden Massen parallel der schrägen Kante, während die Anordnung der Kuppen diagonal verläuft.

Untersucht man die Beziehung der Granitmassen dieses Gebietes zum Schiefer, so erhält man die folgenden Aufschlüsse: Der Schiefer fällt, wo er an das Granitmassiv herantritt, mit 50—70° vom Granit weg; nahe dem Contact schmiegt er sich meist concordant an die Oberfläche des Granites. [1]) Ausserdem trifft man mitten im Granitgebiet einige Schieferpartien, welche den Granit concordant überlagern.



160



161

Das selbständige Streichen des Schiefers in einiger Entfernung vom Granit dürfte sich daraus erklären, dass der Granit in einem Senkungsfeld zur Förderung gelangte und dass der Schiefer der benachbarten Gebiete z. T. älter als der Granit ist und schon vor Entstehung des Senkungsfeldes gefaltet war. Die dem Granit z. T. überlagerte, z. T. angelagerte Schieferdecke ist hingegen nach meiner Ansicht jünger als die Granitmassen und dürfte z. T. in Folge junger intrusiver Nachschübe dislocirt worden sein, wodurch auch in diesem Falle locale secundäre Discordenz bedingt wurde. (S. secund. Discord.) [2])

[1]) In einiger Entfernung dreht sich jedoch das Streichen des Schiefers, er richtet sich steil auf und streicht weiterhin in Übereinstimmung mit dem Verlauf des Gebirges. Ström Leonh., Taschb Min. 1814, p. 84 f.

[2]) Dalmer behandelt eingehend die analogen Beziehungen der

Digitized by Google

Wo die Porfyr-Facies an die Oberfläche tritt, beobachtet man dieselben Auflagerungs-Verhältnisse. So folgt beim Zigenschacht über dem Porfyr eine schwache Lage eines grünlichschwarzen, ungeschichteten Gesteines (Porfyrtuff), dieses nimmt in den höheren Lagen Schichtung an und geht in den Schiefer über. Der Schiefer überlagert die grossenteils granitischen, local aber porfyrischen Eruptivmassen concordant, er bildete einst eine Decke, welche das kuppige Eruptivplato vollständig überkleidete, welche jedoch heute bis auf wenige Reste erodirt ist. [1])

Es ist klar, dass eine solche Schieferdecke, welche die kuppigen Eruptivmassen überkleidet, den Eruptiv-Tektoniker unter Umständen befähigt, tiefgreifende Schlüsse zu ziehen. Sobald er an mehreren Stellen die durch Erosion blossgelegten Granitbuckel im Liegenden der Sedimente nachgewiesen, wird er die anschliessende Sedimentdecke untersuchen, die einzelnen Buckel, welche dieselbe bildet, kartografisch fixiren und so die Gestalt der grossenteils noch verborgenen Granitbuckel feststellen. Aus diesen Angaben aber kann er die Tektonik der betreffenden Massenergüsse construiren und mit Bestimmtheit die unter den Granitmassivs verborgenen Eruptivspalten eruiren. Er ist also in Stand gesetzt, durch die Schieferdecke und durch die Granitmassen hindurch die Brüche im tiefverborgenen Grundgebirge nachzuweisen, ein Nachweis, welcher nicht bloss tektonisch bedeutungsvoll ist, sondern unter Umständen auch praktisch (bergmännisch) belangreich sein kann.

Ich fasse die gesammelten Erfahrungen in einem Bilde zusammen:

Es brechen aus einer Reihe von Spalten Eruptivmassen

---

kuppigen Granitmasse von Schneeberg zur Schieferdecke, welche gleichfalls discordant am unterlagernden Granit abstösst. (S. Erläuter. geol. Karte, Sachsen 1883, Blatt 136.)

[1]) Diese Erosions-Relicte einer ursprünglich allgemeinen Sedimentdecke werden vielfach mit dem umpassenden Namen „Schieferinseln" bezeichnet. Es setzt dies die Vorstellung voraus, als ob die Schiefermassen den Granit unterlagerten, und aus demselben wie die Inseln aus dem Meer aufragten, was in den vorliegenden Fällen nachweislich unrichtig ist.

Digitized by Google

hervor, sie breiten sich aus und vereinigen sich zu einem Ganzen.

Aus den Spaltweitungen erfolgen Nachschübe, welche sich intrusiv ausbreiten und aufstauen. Die Gestalt dieser Massen ist kuppig, rückenförmig. Die grosse Axe der intrusiven Quellkuppen fällt mit dem Streichen des betreffenden Eruptionsganges zusammen.

Schlieren werden mit und in den seitlich sich ausbreitenden Ergussmassen zu Blättern ausgezogen. Die Erstarrungs-Kruste birst und die klaffenden Spalten werden durch die tieferen, noch flüssigen Massen injicirt; so bilden sich Apofysen, welche in der Tiefe als Schlierengänge, in der Höhe aber mit dem Karakter gemeiner Gänge auftreten.

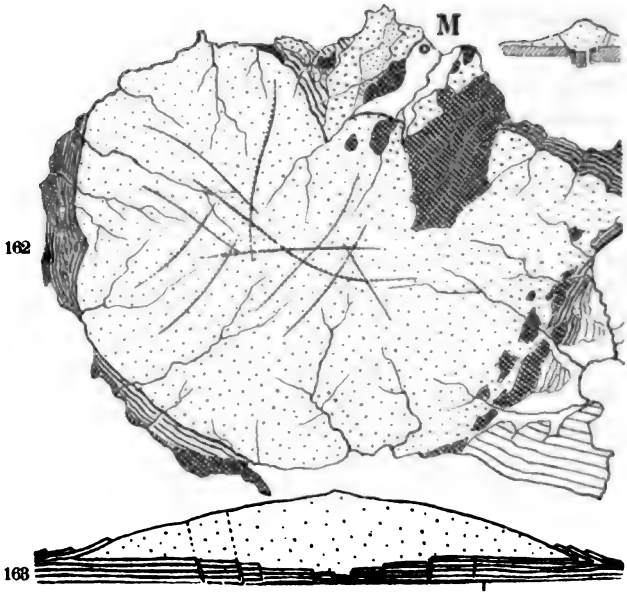
Die Eruptivmassen werden von Sedimenten (welche zum Teil tuffogen sein mögen) bedeckt. Es folgt eine Denutions-Epoche, die Erosion wirkt, die Schieferdecke wird zunächst örtlich, schliesslich überall entfernt. Die oberste Kruste der Ergüsse wird weggenagt, es werden die kuppigen Intrusivmassen heraus präparirt. Endlich ist die ganze Granitdecke durchfurcht, sie wird zerstört und es erübrigt schliesslich nur ein System von Granitgängen in der sedimentären Basis.

Mt. Capanne, Elba. Die Bankung der Massenergüsse gibt Aufschluss über die Tektonik derselben.

Ich habe die Bedeutung der Schlieren-Anordnung für das tektonische Verständniss der Massenergüsse im Vorstehenden erörtert; im Folgenden soll gezeigt werden, wie man auch aus der Anordnung der Abkühlungsklüftung (Bankung) die ursprüngliche Gestalt und die Tektonik complicirter Massenergüsse erschliessen kann. Wir haben gesehen, dass die Schlieren einer Kuppe concordant mit der ursprünglichen Oberfläche der betreffenden Eruptivmasse angeordnet sein müssen und dass die Kuppe, wenn das Gestein zur plattigen Klüftung neigt, dem gemäss die Zwiebelstructur annehmen muss. In einem rückenförmigen Ergusse wird die Anordnung der Schlieren und Plattung in analoger Weise mit der ursprünglichen Oberfläche des Eruptivrückens harmoniren

Digitized by Google

und wir sind in diesem Falle in Stand gesetzt, indem wir das Streichen des betreffenden Eruptivrückens auf dessen Basis projiciren, den durch die Eruptivmasse bedeckten Eruptionsgang zu ermitteln. (Vgl. Fig. 35.) Der Axe des Platten-Sattels in Fig. 160 entspricht eine Eruptionsspalte *S* in der Basis des Ergusses. In Fig. 161 sieht man zwei convergirende plattige Ergussbuckel von der Basis



abgehoben, in welcher die bez. Eruptionsspalten sichtbar sind. Die tektonische Bedeutung des Gesagten soll an dem Granitmassiv Mt. Capanne erläutert werden (s. Reyer, Toskana. Lotti, Elba).

Der westliche Teil der Insel Elba besteht aus einem flach und hoch aufsteigenden Granitdom, welcher an der Basis (geol. Karte Fig. 162 und Profil Fig. 163) von Schiefer(Gneis, Feldspatsandstein und Fyllit) überlagert ist. Über diesen Schiefern folgen basische Eruptivmassen, darüber junge Granitporfyre, welche hier wie im mittleren Inselteile mit Sandstein und Mergelkalk der oberen Kreide und des Eocän vicariren. Die basischen Ergüsse dürften, nach Analogie mit

Digitized by Google

dem östlichen Inselteile, grossenteils dem Jura angehören, die darunterliegenden Schiefer entsprechen aber dem obersten Schiefercomplex im östlichen Elba und fallen demgemäss wohl in die Trias. Ich schreibe mithin auch die Entstehung des Granitmassifs Mt. Capanne jener Epoche zu.

Der geologische Bau des Granitmassifs lässt sich auf Grund seiner ausgezeichnet aufgeschlossenen Structur feststellen. Schlieren und Fluctuation treten im besagten Gebiete allerdings so sehr zurück, dass sie wenig Aufschluss geben. Dagegen zeigt das Granitmassif durchgehends eine klare Plattung, welche, wie ausgeführt wurde, von der Gestalt der ursprünglichen Abkühlungs-Oberfläche abhängt und demgemäss den ursprünglichen Aufbau der Massen verrät. Das Granitgebirge besteht aus einem System von Kämmen, welche tiefe Schluchten zwischen sich einschliessen. Begehen wir die Kämme, so finden wir, dass jeder derselben ausgezeichnet schalig geklüftet ist. Die Schalen liegen oben am Rücken flach und neigen sich beiderseits im Sinne des Gehänges hinunter gegen das Tal. Jeder Granitzug ist also aufgebaut aus sattelförmig übereinander gelagerten Granitschalen.

Diese Granitrücken (Züge) sind entstanden, indem der Glutteig auf einer in der Axe des Zuges verlaufenden Spalte empordrang und sich über derselben aufkuppte und ausbreitete. Sämmtliche Eruptivrücken aber beherrschen einen kreisförmigen Raum und erreichen in den centralen Partien die grösste Höhe. Jeder Gebirgszug entspricht tektonisch einer untergeordneten Vulkanreihe; das ganze System des Mt. Capanne aber findet sein Analogon in den centralen Vulkangruppen. Es hat hier offenbar zur Zeit, da tiefes Meer über dem Lande stand, in weitem Umkreise eine verwickelte Zerspaltung der Erdkruste sich vollzogen. Durch lange Zeiträume ist aus diesen Spalten Glutbrei aufgequollen. Er hat sich am Meeresboden ausgebreitet und aufgekuppt. Später sind an den tieferen Flanken des Granitmassifs junge, dunkle Eruptivmassen hervorgebrochen, Sedimente haben sich abgelagert — beide Gebilde haben den Fuss des alten Granitkegels ummantelt. Wir haben somit im Mt. Capanne ein Modell eines granitischen Massenergusses von centralem Aufbau vor uns.

Digitized by Google

Dieser Massenerguss liegt offenbar über einem Bruch- und Senkungsfeld, dessen einzelne Brüche wir mit Bestimmtheit feststellen können, obwohl dieselben derzeit noch von mächtigen Granitmassen überdeckt sind. Indem wir das Streichen der sattelbankigen Eruptivzüge auf die Basis projiciren, erhalten wir die Combination jener Brüche, aus welchen der Eruptivbrei emporquoll.

Die in der geologischen Karte des Mt. Capanne (Fig. 162) eingezeichneten punktirten Linien entsprechen den einzelnen Granitrücken, zugleich aber auch den betreffenden Eruptions-Spalten. Die Täler und Flussläufe liegen, wie man sieht, zwischen diesen eingezeichneten Bruchlinien, weil der Verlauf der Erosion eben durch die ursprüngliche Anordnung der Granitmassen bedingt ist.

Das Relief gibt also in diesem wie in vielen andern Fällen Aufschluss über den ursprünglichen Aufbau der betreffenden Eruptivmassen.

Radiale Zertrümmerung des Senkungsfeldes.

Im vorliegenden Falle haben wir es mit einem Massenergusse von centraler Anordnung zu tun. Wie auf Methana fällt auch hier die annähernd radiale Anordnung der vom Centrum auslaufenden Eruptivrücken auf. Denkt man sich die Eruptivmasse erodirt, so werden in der sedimentären Basis die Eruptionsgänge blossgelegt, welche, wie man aus der Verteilung der Ergussmassen schliessen kann, gleichfalls eine strahlige Anordnung besitzen. Die punktirten Linien in Fig. 162 zeigen den Bau des strahlig zertrümmerten Bruchfeldes des Mt. Capanne.

Die Verwerfungen entsprechen offenbar den Flächen geringsten Widerstandes in dem betreffenden muldigen Senkungsgebiete, welches dem Eruptionsmassiv zu Grunde liegt. Wie eine starre Platte durch einen vertikalen Stoss sternförmig zertrümmert wird, so muss auch ein Schichtsystem in Folge der muldigen Senkung radial zerbrechen.

Die Analogie mit den Radialrissen, welche in Folge einer Eruption im Tuffkegel eines Vulkanes entstehen, ist auffallend.

Digitized by Google

Der Effekt ist derselbe, ursächlich aber unterscheiden sich beide Fälle wesentlich: Beim Vulkan wird durch heftige, vertikal aufwärts wirkende Stösse, im vorliegenden Falle aber wird durch eine langsam und vertikal abwärts wirkende Senkung eine radiale Zertrümmerung bewirkt.

Radiale Gangsysteme der Massenergüsse dürften sich in tief erodirten Gebieten wohl öfter finden. Mir ist nur ein Fall bekannt, welcher hierher zu stellen ist: die 12 Porfyrgänge, welche radial gegen die Stadt Stauffen (Baden) convergiren. [1])

Flankeneruptionen bei Massenergüssen.

Der Mt. Capanne ist ausserdem lehrreich durch das Verhältniss der jungen Ergüsse, welche, mit Sedimenten vicarirend, den Fuss des Massifs ummanteln. Die Granitmassen, aus welchen der Mt. Capanne besteht, sind am mächtigsten in den centralen Teilen, wo offenbar die bedeutendsten Nachschübe erfolgten. Man könnte nun meinen, die jüngeren Flankenergüsse seien im Centrum des Massifs hervorgebrochen, nachträglich aber im Gipfelgebiete erodirt worden. Diese Vermutung ist aber unhaltbar, weil man in den centralen Teilen keine jüngeren Gänge antrifft; die Gänge sowie die jungen Ergüsse sind in der Tat ausschliesslich auf die tieferen Gehänge des Granitmassifs beschränkt. Die Erklärung dieses Verhaltens scheint mir im Folgenden zu liegen: Erfolgen eruptive Nachschübe, so lange das alte Massif im Innern noch weich ist, so breiten sie sich innerhalb des Massifs intrusiv aus oder sie brechen als Gänge, bez.

[1]) Der bedeutendste unter diesen Radialzügen ist 2½ Stunden (etwa 12 *km*) lang; die Mächtigkeit der einzelnen Züge variirt zwischen 7 und 100 *m* (Daub, Porf. des Münstertales. Jb. Min. 1850, p. 1). In diesem Falle scheinen die ursprünglich radial angeordneten Ergüsse z. T. bereits bis auf die denselben zu Grunde liegenden Radialgänge erodirt zu sein. Da ich das Vorkommniss nicht aus eigener Anschauung kenne, lege ich kein Gewicht auf die Deutung, welche ich den geschilderten Beziehungen gebe. Möglicherweise ist die radiale Anordnung in diesem Falle unabhängig von der ursprünglichen tektonischen Anordnung.

Digitized by Google

Übergüsse aus der Kuppe hervor und schalten sich als Flankenergüsse in die das Massif ummantelnden Sedimente ein.[1]) War das Massif aber schon erstarrt, als die junge Eruptionsfase eintrat, so musste offenbar ein Durchbruch erfolgen. Ist nun in einem solchen Falle das Massif sehr mächtig, so wird begreiflicherweise eine Dislocation der Erdkruste, wenn sie auf die mächtigen, starren Massen trifft, den Flächen geringsten Widerstandes folgen. Der Bruch wird nicht gerade die stärksten Partien durchsetzen, sondern in der Art wie die punktirten Linien im Profil, Fig. 163 zeigen, ausweichen und den dünnen Rand des Massifs durchsetzen. Die Folge ist

1. eine Convergenz der jungen Gänge gegen die Axe des Massifs;

2. eine Beschränkung der jungen Ergüsse auf die Basis des alten Massifs.

[1]) Ein Beispiel für diesen Vorgang bietet das Granulitmassif von Sachsen, welches ich für einen, von tuffogenen Sedimenten (Granulit) überkleideten granitischen Massenerguss halte, aus dessen Kuppe Granitgänge hervorbrechen, während man ringsum im Schiefermantel „Granitlager" (Flankenergüsse) eingeschaltet findet. Die bez. Granitlager werden natürlich gemeiniglich als „Lagergänge" gedeutet. (Vgl. Naumann, Lehmann.)

Digitized by Google

FYSIK DER ERUPTIONEN.

Digitized by Google

Digitized by Google

II. Fysik der Eruptionen.

Absorption von Gasen in glühenden Flüssigkeiten.

Die Eruptivmassen zeigen beim Ausbruche sowohl, als auch während des Erstarrungs-Vorganges verwickelte Erscheinungen, welche sich darauf zurückführen lassen, dass der Eruptivbrei von Lösungen, bez. absorbirten Gasen imprägnirt ist.

Schon im vorigen Jahrhundert beobachtete man, dass gewisse feste Körper (insbesondere Kohle u. a. poröse oder pulverförmige Substanzen) Gase verschlucken. Man fand ferner, dass Luft im Wasser enthalten sei, man constatirte, dass dieses lufthältige Wasser dasselbe specifische Gewicht habe wie gasfreies Wasser und schloss hieraus, dass die Absorption eine ausserordentliche Verdichtung (vielleicht sogar Verflüssigung) der aufgenommenen Gase bewirke.[1])

Man erkannte, dass die im Wasser absorbirte Luft reicher an CO_2 und O sei, als die Atmosfäre und schloss hieraus, dass die Flüssigkeiten verschiedene Gase in verschiedenem Masse in sich fesseln. Es wurde constatirt, dass die Absorption (innerhalb gewisser Grenzen) proportional dem Drucke

[1]) 1 Vol. Wasser absorbirt 780 Vol. Ammoniak-Gas, 500 Vol. Salzsäure, 40 Vol. SO_2 u. s. f. Das Volum der Flüssigkeiten nimmt in Folge der Absorption von Gasen beiläufig so zu, als ob das absorbirte Gas zu einer Flüssigkeit condensirt, in der absorbirenden Substanz enthalten wäre. Der Betrag der Volum-Zunahme ist in einigen Fällen sehr bedeutend: Wasser nimmt durch Sättigung mit Kohlensäure um 2 per Mille zu, durch Sättigung mit Ammoniak schwillt 1 Volum Wasser auf 1·5, durch Sättigung mit ClH sogar auf 1·7 Vol. an. Mackenzie Pog. 1878, Vol. 3, p. 134. Angström Pog. 1882, Vol. 15, p. 305. Palladium nimmt sein 900faches Volum H auf; das spez. Gewicht des so condensirten (wohl verfestigten) Hydrogens berechnet sich = 0·8.

Digitized by Google

zunimmt und dass die Absorption einen Verband der Moleküle bedingt, welcher in einigen Fällen fester ist, als viele chemische Verbindungen. Man kann Silicate (insbesondere solche mit faseriger Struktur) oft selbst durch Erwärmen bis 300° nicht vollständig von dem mechanisch gebundenen Wasser befreien. Der in den Meteoriten absorbirte Wasserstoff entweicht erst bei Rotglut vollständig, die letzten Spuren der im Wasser absorbirten Atmosfärilien kann man selbst durch anhaltendes Kochen nicht entfernen und viele glühendflüssige Substanzen enthalten unter normalen Verhältnissen Gase absorbirt, welche sie erst während des Erstarrens ausscheiden. Die letztere Erscheinung ist für uns besonders wichtig.

Spratzen des Silbers.

Die älteste einschlägige Beobachtung wurde bezüglich des Silbers gemacht, aus welchem die absorbirten Gase während des Erstarrens in auffälliger Weise erumpiren.

Die Metallurgen des 16. Jahrhunderts beschreiben den Vorgang bereits treffend. So sagt Mathesius:[1]) „So das gediegen Silber schier rein im Feuer wird, spriesst es oft aus und schiesst Dorn aus und kleine Häklein, die sich in einander kräuseln; das arbeitet als wie wenn das Bier in der Bottig gähret.“

Ich betrachte dieses Fänomen, welches beim „Abtreiben,“ (d. i. reinigenden Schmelzen) des Silbers regelmässig beobachtet wird, eingehender: Das flüssige Silber füllt den flach schalenförmigen Schmelztiegel aus, die Reinigung ist vollendet, die Glut wird gemindert und die Erstarrung beginnt. Die Ränder der Silbermasse erstarren zuerst, was sich durch Trübung der vordem spiegelnden Oberfläche kund gibt. Die flüssige Fläche friert zu bis in die centralen Teile; da bleibt ein kleiner See von flüssigem, glühendem Silber. Die Fläche ringsum ist starr und matt, in dem centralen See aber bemerkt man ein zartes Zittern und Quellen. Für einen Moment tritt vollkommene Ruhe ein, indem auch der See oberflächlich

[1]) Mathesius Bergpredigten.

Digitized by Google

erstarrt. Aber gleich platzt die junge Erstarrungskruste wieder und es quillt da und dort flüssiges Silber über die umgebende Erstarrungsfläche. Die Bewegung wird lebhafter, Gasbläschen fahren auf und reissen Partien des noch flüssigen Silbers über den Rand. Um jeden der kleinen wallenden Seen bildet sich ein flacher Wall von ausgeworfenem Silber. Dieser wächst immer höher und verengt sich, während die Abkühlung fortschreitet. So bilden sich kleine Silberkrater auf dem Silberkuchen. In ihnen kocht es und aus ihnen spratzt das noch flüssige Silber; kleine Strömchen und Tropfen werden stossweise gefördert. Die Silbervulkane wachsen, bis die Erstarrung ein oder den anderen Krater verstopft. Meist sind es die ältesten unter den Silber speienden Bergen, welche zuerst erlöschen; die kleineren und jüngeren Krater bleiben zuletzt tätig, weil das Silber in ihnen einen kürzeren Weg zurückzulegen hat und mithin der Abkühlung weniger ausgesetzt ist. Im selben Maasse aber, wie die Zahl der tätigen Schlünde sich vermindert und deren Lumen sich verengt, werden die Eruptionen heftiger. Die dünne Silberkruste, auf welcher die kleinen Silbervulkane stehen, bebt, die Gase fahren durch den Krater stossweise und werfen mit grosser Gewalt Silbertröpfchen (Bomben) aus. Endlich, nachdem der Process etwa eine Viertelstunde angehalten, ist die Erstarrung vollendet. Mehrere Silbervulkane bedecken den centralen Teil des Silberkuchens (Fig. 165). Die kleinen Silberberge sind bis zu 2 *cm* hoch und an der Basis 3—4mal so breit; je bedeutender die Silbermasse, um so grösser sind natürlich auch die Dimensionen der Sprätzlinge.

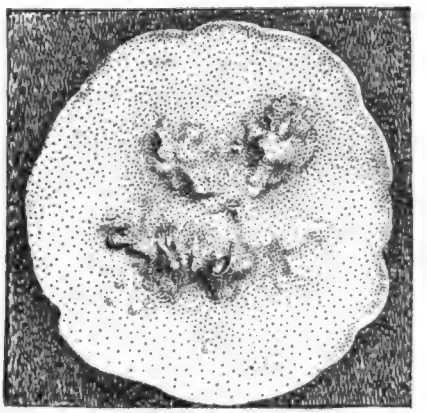


Fig. 165.

Nach beendetem Spratzen hinterbleiben im Silberkuchen Höhlungen, welchen auf dessen Oberfläche Senkungen und Spratzkegel entsprechen. Lucas und Chevillot haben die Er-

Digitized by Google

scheinung zuerst erklärt, sie zeigen, dass das flüssige Silber Sauerstoff aus der Luft absorbirt, welchen es dann während des Erstarrens wieder ausscheidet. [1])

Aus der Dauer des Spratzens und aus der Menge des ausgespratzten Silbers könnte man vorschnell auf eine übergrosse Menge gefesselten Gases schliessen. Wer aber die gewaltige Spannung des stark erhitzten Gases berücksichtigt, wird es begreiflich finden, wenn das Gas auf normale Temperatur reducirt, kein so bedeutendes Volum einnimmt, als man erwarten möchte. Namhafte Mengen Sauerstoff werden im Silber nur dann absorbirt, wenn reiner Sauerstoff über das schmelzende Silber geleitet wird. Am reichlichsten und sehr stürmisch entwickelte sich der Sauerstoff aus einer Silbermasse, welche unter einer Salpeterdecke geschmolzen und dann unter die Luftpumpe gebracht wird. In diesem Falle scheidet das Silber sein 20faches Volumen absorbirten Sauerstoffes aus. [2])

Wer mit den betreffenden Erscheinungen nicht vertraut ist, wird es befremdlich finden, dass eine glühende Flüssigkeit eine so bedeutende Menge Gas absorbirt, während doch aus dem Wasser, wenn man es nur bis auf 100° erhitzt, der grösste Teil der absorbirten Gase ausgetrieben wird. Bei genauer Überlegung aber findet man die Analogie beider Fälle vollständig und durchaus nicht befremdend. Beide Flüssigkeiten scheiden im Momente des Erstarrens die gefesselten Gase aus, beide besitzen für verschiedene Gase ein specifisches Fesselungsvermögen. Versetzt man eine mit Kohlensäure gesättigte Wassermasse mit etwas Zucker- oder Salzlösung, so tritt eine Gasausscheidung ein; ebenso, wenn man dem mit Sauerstoff gesättigten Silber ein anderes Metall zusetzt. In allen diesen Punkten also bewährt sich Analogie.

[1]) Lucas, Chevillot Ann. Chim. XII. p. 402, XIII. p. 299. Ein Gramm Silber absorbirt beim Abtreiben 0·7—0·9 cm^3 (auf normale Temperatur reduzirtes) Gas. Bei der hohen Erstarrungstemperatur nimmt das Gas natürlich ein grösseres Volum ein, daher das heftige Spratzen.

[2]) Gay-Lussac Ann. Chim. Phys. 1830. p. 221. Russell und Matthissen Pog. 85, p. 462. Unter einer Kohlendecke geschmolzen, spratzt das Silber nicht, weil kein Sauerstoff durch die Kohlendecke zudringen kann, ohne sich mit C zu CO zu verbinden.

Digitized by Google

Darin aber scheint ein Unterschied zu liegen, dass geschmolzenes Silber eine viel höhere Temperatur besitzt, als flüssiges Wasser. Das ist jedoch ein Unterschied, welcher nur für unsere Nerven, nicht aber für die Absorption bedeutungsvoll ist. Nicht die absolute Temperatur, sondern nur die Temperatur, soferne sie einen bestimmten Aggregat-Zustand in einem Körper bedingt, ist für das vorliegende Fänomen entscheidend. Für die Absorption ist Silber von 1200° und Wasser von 10° dasselbe, nämlich ein etwas über den Schmelzpunkt erhitzter Körper.

In der Tat bleibt nur ein wesentlicher Unterschied: gefrorenes Wasser umschliesst die ausgeschiedenen Gase, während erstarrtes Silber dieselben ausspratzt und auch dieser Unterschied ist erklärlich, wenn man die bedeutende Tension der vom glühenden Silber ausgeschiedenen Gase berücksichtigt.

Ich bringe im Folgenden noch andere Beispiele der Absorption von Gasen in glühenden Flüssigkeiten mit besonderer Rücksicht auf die platzgreifenden Eruptions-Erscheinungen.

Spratzen anderer Substanzen.

Gleich dem Silber absorbiren auch Kupfer und Bronze Sauerstoff und scheiden denselben beim Erstarren aus, wodurch der Guss porös wird. [1])

Kupfer, über das man während des Schmelzens H, CO oder Kohlenwasserstoff leitet, „sprüht“ bevor es in den starren Zustand übergeht. Dann bläht es sich („es steigt“), und nachdem ein grosser Teil der Oberfläche erstarrt ist, tritt unter Umständen an den noch offenen Stellen ein lebhaftes Spratzen ein. [2])

[1]) Die Erscheinung des porösen Erstarrens tritt um so auffallender hervor, je öfter das Metall zum Gusse verwendet wird, weil sich hierbei immer Oxyde bilden. Künzel. Über Bronze-Legierungen. 1870, p. 31. Berg. Hütt. Z. 1876, p. 158. Auch unreines S- und kohlehältiges Kupfer spratzt; doch ist die Gasentwicklung in diesem Falle (wenigstens z. T.) Folge der Reaction zwischen O, C und S. (s. Plattner-Richter, Hüttenkunde.)

[2]) Caron C. R. 1866. II. p. 1129. Ber. Fys. Gesell. Berlin. 1866. p 87. Das Kupfer (sowie andere Metalle) spratzt besonders leicht, wenn

Digitized by Google

Auch Eisen zeigt beim Erstarren eine Gasentwicklung, welche zum Teil auf Ausscheidung absorbirter Gase, zum Teil auf chemische Reactionen zurückzuführen ist.

Bekannt ist die wichtige Rolle der chemischen Beimengungen in diesem Metalle. Eine Hauptaufgabe der metallurgischen Processe ist die Zufuhr oder Abfuhr dieser bald schädlichen, bald wertvollen Stoffe. Vor Allem ist es die Kohlung und Entkohlung, auf welche das Augenmerk gerichtet wird. Im einen Falle bettet man bei hoher Temperatur das Eisen in Kohle, um die Stählung zu bewirken.[1]) Im anderen Falle setzt man das glühende, bezüglich flüssige Eisen dem oxydirenden Einflusse der Atmosfäre aus. Beim Puddeln oder Frischen des Eisens erhalten wir von den Vorgängen nur Kenntniss, indem wir die Consistenz des Productes prüfen. Bei der Entkohlung des flüssigen kohlenreichen Eisens hingegen werden wir durch die bekannte Siedbewegung auf den Process aufmerksam. Deville bestimmte das entweichende Gas als Kohlenoxyd, und Caron stellt die Frage, welchen Ursprung diese Gasentwicklung haben möge? Wurden die Gase aus der Feuerung absorbirt oder entstammen sie einem chemischen Processe? Caron stimmt für das Letztere.[2]) Das entweichende Gas entsteht nach seiner Ansicht durch Oxydation des im Eisen enthaltenen Kohlenstoffes.[3]) Glüht man, um die Richtigkeit dieser Anschauung zu prüfen, in einem Strome von Sauerstoff, hält man also die allenfalls absorbirbaren Gase

man auf die erstarrende Oberfläche Wasser giesst (Canaval). Auch chemische Prozesse können das Entweichen von Gasen aus dem geschmolzenen Kupfer bewirken. Häufig entwickelt sich SO_2 durch Wechselwirkung zwischen Schwefel und Kupferoxydul im Rohkupfer.

[1]) Cailletet untersuchte die bei diesem Processe entweichenden Gase: C. R. 1865 I. p. 345. Ledebur, Eisenhütten-Kunde 1884, p. 268, 814.

[2]) Caron: C. R. 1866 I. p. 296 und 297. Vol. 70, p. 451, 1263. Bei hoher Temperatur wird SiO_2 reducirt und es entweicht CO.

[3]) Planté schmolz starke Eisendrähte mittelst des elektrischen Stromes und beobachtete, dass die schmelzenden Teile lebhaft wallten. Die erkalteten Kügelchen wiesen eine runzlige, warzige Oberfläche auf und waren innen hohl. C. R. 1876 I. p. 818. Es ist wohl kein Zweifel, dass dies Wallen grossenteils durch Oxydation der Kohle im Eisen bedingt wurde.

Digitized by Google

der Feuerung ab, so findet die Ausscheidung von CO geradeso statt, wie im offenen Feuer, ja auch ohne Sauerstoffzufuhr entwickelt sich das Gas, indem die im Eisen enthaltenen Oxyde ihren Sauerstoff an die Kohle des Eisens abgeben. [1])

Ausser dieser anhaltenden Gasentwicklung tritt aber auch beim Erstarren des geschmolzenen Metalles Ausscheidung eines brennbaren Gases auf. [2]) Dieser Umstand und die Tatsache, dass die Gase auch reichlich ausgeschieden werden, sobald man den Druck, welcher über dem schmelzenden Metalle lastet, vermindert, zeigen, dass wir es in der Tat mit absorbirten Spratzgasen zu tun haben. [3])

Troost, welcher dieses Thema behandelt, findet, dass flüssiges Eisen nicht bloss Kohlenoxyd, sondern auch H und CO_2 in nicht unbedeutenden Mengen absorbirt und das absorbirte Gas bei Druckverminderung, sowie während des Erstarrens wieder ausscheidet. [4])

Nach Fr. Müller absorbirt das Flusseisen am meisten H, weniger CO und CO_2, am wenigsten N. [5]) Durch Beimengung fremder Stoffe wird der Absorptions-Coifficient des flüssigen Eisens sehr vermindert, geradeso wie auch das Absorptions-Vermögen des Silbers durch Beimengung anderer Metalle (Cu. Au.) herabgedrückt wird.

Ungleich mehr Gase werden beim Bessemer-Process (bei welchem erhitzte Luft durch das flüssige Eisen gepresst wird) absorbirt und die Ausscheidung während des Erstarrens ist demgemäss intensiv. Beim basischen Process erstarren die Schlacken in der Gussform oberflächlich, während in der Tiefe

---

[1]) Caron C. R 1866 I. p. 298, 1870 I. p. 451. Troost C. R 1873 I. p. 483. Beachtenswert ist Carons Bemerkung, dass unter übrigens gleichen Verhältnissen gemeine Schmelztiegel blasigen, Kalk- oder Magnesiatiegel hingegen blasenfreien Guss liefern. C. R. 1866 I. p. 298.

[2]) Resal, H. Deville C. R. 1864 I. 329. Nach Troost und Hautefeuille entwickelt sich aus erstarrendem Spiegeleisen Wasserstoff, welcher verbrennend, die Metallfläche als zartbläulicher Schein überspielt.

[3]) Ledebur. Berg. Hütt. Z. 1873. Vol. 32, p. 365.

[4]) Troost C. R. 1873 I. p. 561.

[5]) Müller. Berg. Hütt. Z. 1884, p. 42.

Digitized by Google

Gase ausgeschieden werden. Die Erstarrungskruste wird von den Gasen oft erst durchbrochen, nachdem sie eine namhafte Dicke erreicht hat, was dann zu gefährlichen Explosionen führt.

Auch nicht metallische glühendflüssige Stoffe absorbiren Gase und spratzen, wie die folgenden Beispiele zeigen:

Das Bleioxyd, welches beim Abtreiben des Silbers gewonnen wird, zeigt während des Erstarrens eine lebhafte Bewegung. Der Kuchen platzt an vielen Stellen, aus den Rissen quellen flüssige Partien hervor. Der absorbirte O wird ausgeschieden, über den Eruptionsspalten bauen sich Spratzkegel auf, welche den Spratzkegeln der Vulkane (erupt. Fumarolen) gleichen.[1] Fig. 166 Glätte-Spratzkegel (nach Suess).[2] Vgl. Fig. 167.

Fig. 166.

Schweiss-Schlacken, welche etwa die chemische Zusammensetzung des Olivines haben, scheiden beim Erstarren die absorbirten Gase aus. Zunächst bildet sich ein dünnes Häutchen, welches von einem lebhaften Figurenspiel durchzuckt wird, dann bildet sich eine starre Kruste, diese wird durchbrochen, glühende Schlackenmassen und bläuliche Flämmchen brechen aus den Spalten hervor. Die geförderten Massen bilden einen Eruptionskegel, welcher aus vielen übereinanderliegenden und untereinander verschmolzenen Ergüssen besteht.

---

[1]) Fournet meint, bei der höheren Temperatur habe sich eine höhere Oxydations-Stufe gebildet, welche sich bei eintretender Erstarrung zersetze. Leblanc (C. R. 1845 II. p. 294) deutet die Erscheinung dagegen richtig als ein durch Ausscheidung der absorbirten Gase bedingtes Eruptions-Fänomen. Er zeigt, dass dies ausgeschiedene Gas zu 82—90 % aus O besteht. (Die Spratzgase des Silbers enthalten über 90 % O.

[2]) Suess Sitzber. Akad. 1884. Beispiele und Fotografien der Glätte-Spratzkegel.

Digitized by Google

Spratzen des Schwefels.

Um den bei der Soda-Erzeugung in den Rückständen verbleibenden Schwefel wieder zu gewinnen, erhitzt man die mit Gyps verunreinigte Masse unter einem Dampfdruck von 2—3 Atmosfären. Der durch diese Methode gereinigte Schwefel wird von Zeit zu Zeit in Tröge abgelassen. Rasch bildet sich über der Schwefelschmelze eine Erstarrungskruste, welche jedoch an mehreren Stellen durch lebhaftes örtliches Wallen offen gehalten wird. Zufolge der fortschreitenden Abkühlung verengern sich die Lücken; im selben Masse aber, wie die freieren Stellen zuwachsen, nimmt die Heftigkeit des Wallens zu, bis endlich Fänomene eintreten, welche lebhaft an die vulkanischen Ausbrüche erinnern.

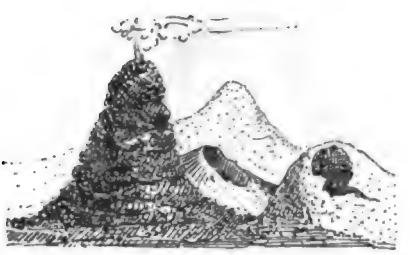


Fig. 167.

Der Schwefel hat eben im Schmelz-Apparate eine gewisse Menge von Wasser in sich aufgenommen und lässt diesen Körper später wieder fahren im selben Maasse, als die Erstarrung vorschreitet. Hieraus erklärt sich das Emporwallen, in dessen Folge allmälig kleine Kegel mit verschwommener Überguss-Schichtung entstehen. [1])

Aus diesen Beobachtungen können wir folgende Resultate ableiten: Verschiedene geschmolzene Körper (Metalle, Silicate etc.) haben ein specifisches Absorptionsvermögen; der Absorptions-Coifficient wächst mit dem Drucke. Beim Erstarren werden die absorbirten Gase ausgeschieden. Die Masse zeigt während des Erstarrens unter Umständen Eruptionserscheinungen. Diese sind bei normalem Atmosfären-Druck meist unbedeutend, sie werden aber umso lebhafter, unter je höherem Drucke die Gase absorbirt wurden.

[1]) Hochstetter: Sitzber. Akad. Wien 1870 II. p. 77. Treffend vergleicht v. Hochstetter diese Spratzformen mit den Spratz- und Überguss-Kegeln, welche sich nicht selten auf der Oberfläche erstarrender Lavaströme bilden.

Digitized by Google

Die Analogie der vulkanischen Erscheinungen

mit den eben vorgeführten Fänomenen ist schlagend.

Rufen wir uns zunächst den Vorgang einer typischen Eruption ins Gedächtniss:

Unter Beben bildet sich eine Spalte, Dampfwolken stossen empor; die aufdrängende Lavamasse wird zu Detritusgarben zerstäubt, die Explosionen erzeugen im Kegel Risse, sie zerstören einen Teil des Kegels und bilden einen Explosions-Krater. Die flüssige Lava steigt höher und strömt endlich aus dem Krater oder bricht aus einem Riss des Aschenkegels hervor. Der glühende Lavastrom breitet sich schubweise über die Krateroberfläche aus. Wolken entbundener Dämpfe ruhen über dem Glutstrom. Über der Hauptspalte ragt der Hauptkegel, kleinere Kegelchen sitzen reihenweise auf den Spalten, Spratzkegel (Fig. 167, 168) [1]) bauen sich an der Oberfläche des erstarrenden Lavastromes auf. In bestimmter Reihenfolge entweichen Dämpfe aus allen Klaffen und Kegeln, sowie aus dem Lavastrome; das erstarrte Magma aber ist von Blasen (Gaseinschlüssen) durchsetzt. All diese Erscheinungen sind offenbar auf die Tatsache zurückzuführen, dass eben auch das Magma Gase absorbirt enthält.

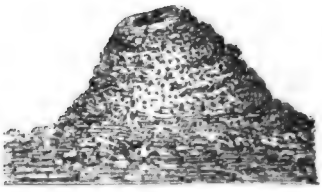


Fig. 168.

Anschauungen bez. der Durchtränkung des Magma.

Seit alter Zeit schon wusste man, dass nicht bloss hohe Temperatur, sondern auch die Gegenwart gewisser Körper die Beweglichkeit anderer Massen befördern könne. Unter diesen Gesichtspunkt fallen sehr verschiedene Vorgänge, welche ehedem vielfach verwechselt wurden. Man sprach von Flussmitteln und dachte dabei an die Verflüssigung (Verschlackung) gewisser, den Erzen beigemengter Gesteine. Man verwies

[1]) Fig. 167 Spratzkegel des Vesuv nach Schmidt. Fig. 168 Lavakegel von Bourbon nach Bory.

Digitized by Google

ferner auf die ungewöhnliche Beweglichkeit, welche den Salzen durch Lösung im Wasser erteilt wird, man dachte an die Erweichung des Lehmes bei Zusatz von Wasser u. s. f.

Kurz, man brachte verschiedene, unter die Begriffe Wärme, chemische Verbindung, Lösung oder Imprägnation fallende Tatsachen vor, um die auffallende Beweglichkeit der Laven zu erklären.

Dolomieu wurde durch die Veränderung der in Laven eingeschlossenen Gegenstände aufmerksam, dass sowohl die Laven als auch andere Substanzen durch das vulkanische Feuer nicht so entartet werden, wie durch das Ofenfeuer, er hebt hervor, dass die Flüssigkeit der Laven mit jener des Glases im Ofen nicht zu verwechseln sei; wolle man die erstarrte Lava durch unser Feuer in Fluss versetzen, so erhalte man einen Glasfluss, nicht aber jenes natürliche Magma, in welchem nicht einmal die leicht schmelzbaren Mineralien glasig seien. Das natürliche Magma, so schliesst der Forscher, befinde sich in einem Zustande von Lösung, welcher die Annahme eines Flussmittels verlange.[1]) Dieses Flussmittel, welches die Beweglichkeit der Lava erklären sollte, sucht nun Dolomieu zu verwerten, um auch andere Eigenschaften des Magma zu erklären. Es soll verdampfbar sein, seine Dämpfe sollen eine grosse Ausdehnbarkeit besitzen (cit. p. 13), es verursacht das Aufsteigen des Magmas bis zum Gipfel des Vulkanes, sowie das Zerstäuben der Lava (cit. p. 296, 299, 323).

So weit waren Dolomieus Anschauungen richtig und bedeutungsvoll; unglücklich war dagegen seine Hypothese, nach welcher der in der Lava enthaltene Schwefel all diese Fänomene bewirken soll.[2])

---

[1]) Dolomieu Isles Ponces 1788, p. 8 und J. des Mines. Vol. 22.

[2]) Serao (Incend. Vesuvio 1737, Ausgabe von 1778, p. 118) hatte das Aufglühen der Laven während des Erstarrens beobachtet. Dolomieu combinirt diese Erfahrung mit der Tatsache, dass glühendes Fe. mit S. überschüttet aufglüht und sich verflüssigt (indem sich Fe. S. bildet) und schliesst: Fe. und S. sind in der Lava enthalten, die Einwirkung des S. auf das Fe. erzeugt die Glut und Verflüssigung der Lava, die Tension der Schwefeldämpfe aber verursacht die Eruptions-Fänomene. Der Schwefel wäre also nach Dolomieu Wärmequelle und Bewegungsmittel zugleich.

Digitized by Google

Spallanzani, welcher durch das Aufkochen der Lava und die Detritusschüsse zu ähnlichen Betrachtungen geführt wird, hebt hervor, dass Glasbrocken, auf fliessende Lava geworfen, schon binnen weniger Minuten teigig werden.[1]) Lavastücke in einen tätigen Spratzschlund geworfen, zerfliessen nach Bottis rasch,[2]), während dieselben im Feuer des Schmelzofens eine halbe Stunde und länger zur Verflüssigung brauchen. Spallanzani, welcher die Lava ganz richtig als einen heissen Teig (gemischt aus Krystallen und einer Flüssigkeit) bezeichnet, frägt nun, ob die auffallende Beweglichkeit des Magma mehr der Wärme oder vorwiegend der Beimischung verflüchtigender Substanzen zuzuschreiben sei.

Spallanzani prüft Dolomieus Hypothese. Dass der Schwefel nicht die Verflüssigung beschleunige, zeigt er durch Versuche (IV. p. 69), auch bemerkt er: Wäre Dolomieus Anschauung richtig, so müsste die Lava offenbar brennen, während sie doch bekanntlich durch eine zwar matte, dafür aber merkwürdig lang anhaltende, flammenlose Glut sich auszeichnet. Er erkennt die Möglichkeit, dass andere Stoffe die Beweglichkeit der Lava modificiren. Bald denkt er an den Sauerstoff (IV. p. 80), bald an Wasser (IV. p. 82).

Verhält er sich in Bezug der Annahme eines bestimmten Flussmittels vorsichtig, so betont er desto bestimmter den bewegenden Einfluss der Hitze. Wieder geht er von der Beobachtung aus, dass die Laven in unserem Ofenfeuer erst nach einiger Zeit in einen Zustand von zäher Flüssigkeit übergeführt werden können, indess das natürliche Magma bei geringerer Glut eine grössere innere Beweglichkeit aufweise (IV. p. 53). Wolle man die Lava auf künstlichem Wege schnell verflüssigen, so müsse man das Sauerstoff-Gebläse anwenden. In diesem Falle habe man durch einen hohen Hitzegrad in kurzer Zeit das erreicht, was die Natur durch eine geringere Temperatur in langer Zeit bewirkt.

Er führte nun eine Reihe von Versuchen in Glasöfen aus (IV. p. 60). Verschiedene Trachyte der Euganeen wurden in Schmelztiegeln eingestellt. Sie zeigten nach 1—2 Wochen

[1]) Cassano cit. in Spalanzani. Viaggi IV, p. 14.

[2]) Spallanzani Viaggi. IV, p. 17.

Digitized by Google

eine geringe Sinterung. Nach 20 Tagen war die Verglasungs-Kruste meist nicht dicker als 2 Linien. Nach 45 Tagen prüfte er die Gesteine wieder und fand, dass die Umänderung allmählig gegen das Centrum vordringe. Nur bei wenigen Trachyten blieb der innerste Kern selbst nach 90 Tagen noch steinig (IV. p. 45).

Diese Versuche bekräftigten Spallanzani in seiner Ansicht, eine kurz dauernde, aber hochgradige Erhitzung könne ersetzt werden durch eine lang währende, aber geringgradige. Dies führte ihn auf den Gedanken, die Flüssigkeit des Magma sei durch eine langwierige, mässige Durchhitzung bewirkt. Diese langsame Anhäufung von gelinder Hitze, welcher er zuschreibt, dass die Lava so lange heiss bleibt, verursache die Beweglichkeit des Magma, während sie anderseits nicht hoch genug sei, um eine Schmelzuug der Krystalle zu bewirken (IV. p. 56).

Er stellte ferner die Frage, ob nicht vielleicht die Atmosfärilien in die Lava eindringen und bei der Eruption wieder ausgestossen werden. Bei eingehender Prüfung verwarf der Forscher jedoch die aufgestellte Vermutung, er konnte sich das Eindringen der Luft in die widerständige Masse nicht vorstellen und angenommen, die Luft könne eindringen, wie kann sie nachträglich (während der Eruption) mit so riesiger Gewalt entbunden werden? Die Erscheinungen der Absorption und die Bedeutung des Druckes für dieselbe waren Spallanzani unbekannt und so musste seine glückliche Idee den kritischen Bedenken erliegen. Mit der Annahme, dass die Gase, welche in der Lava enthalten sind, nicht aus der Atmosfäre aufgenommen sein können, verlässt er seine ursprüngliche Vermutung und stellt die Frage, ob es Dämpfe des Magma selbst sein können, welche die betrachteten Eruptions-Erscheinungen bewirken (p. 296).

Um Antwort zu gewinnen, hält er eine Glasmasse in geschlossenem Gefässe durch längere Zeit im Flusse. Sie wirft träge Blasen. Über Quecksilber aufgefangen, schrumpfen die entwichenen Gase auf ein geringes Volum zusammen. Die Ursache dieses Blasenwerfens können demnach, so meint der Experimentator, nicht permanente Gase, sondern nur Dämpfe

Digitized by Google

der Glasmasse selbst sein (p. 299). Dieser vermeintlichen Verdampfung des Magma schreibt er das Kochen der Lava und das Aufsteigen derselben im Krater zu (p. 313).

So bemühten sich diese zwei grossen Forscher vergebens, die beobachteten Erscheinungen zu erklären; erst ihre Nachfolger, Menard und Scrope, sahen, was jene übersehen hatten, nämlich, dass das Wasser die innere Beweglichkeit der Lava sowohl, als auch die Ausbruchs-Fänomene bedingt.

Eine in jener Zeit verbreitete Hypothese behauptet, das Wasser dringe in die Tiefe, wirke hier chemisch auf den metallischen Erdkern und bewirke hiedurch die vulkanischen Ausbrüche.

Menard verquickt diese Hypothese mit den Anschauungen Dolomieus und Spallanzanis, doch denkt er nicht an Oxydation auf Kosten des Wassers, sondern an Hydratbildung. Krystallwasser ist nach seiner Meinung im Magma enthalten und letzteres wird hiedurch in gleicher Weise verflüssigt, wie Eisen durch Schwefel oder wie Salz im Krystallwasser schmilzt. Verdampfe dies Flussmittel, so erstarre der Lavaschlamm zu Stein.[1]) Wie ungelöschten Kalk denkt er sich das Magma. Durch Zutritt des Wassers zu dieser Materie entstünde Hitze und Ausbruch. Die abfliessende Lava wäre demnach als gelöschte, todte Materie zu betrachten.

Auch Playfair nimmt an, es sei möglich, dass in grosser Tiefe, trotz der bedeutenden Hitze, Wasser im Magma gefesselt werde.[2]) Deluc drückt sich im selben Sinne, jedoch allgemeiner aus. Er ist der Ansicht, dass die Lava im Zustande des vulkanischen Glutflusses alle jene Materien enthalte, welche Gährung (Entwicklung expansibler Liquida) verursachen. Er denkt sich die Lava als Schlamm. In einer Mischung von Wasser, Salz, Salmiak, Kieselsäure, Alaunerde seien Feldspat, Augit, Amfibol, Magneteisen und andere Mineralien suspendirt.[3])

Noch klarer sind die Beobachtungen und Reflexionen von Scrope. Er bezeichnet die Lava als Teig, gemischt

[1]) Menard: J. phys. 1815. Vol. 80, p. 446 und 447, Vol. 81, p. 45 und 164.

[2]) Playfair: Works I. p. 38.

[3]) Deluc: J. phys. 1816. Vol. 82, p. 468.

Digitized by Google

aus Krystallen und einem Luiquidum. Letzteres (Wasser) sei zwischen den Krystallen mechanisch gebunden, durch örtliche Temperaturzunahme bez. Druckverminderung werde ein Teil des Wassers in Dampf verwandelt, die Masse intumescire und zerstäube, sobald sie an die Erdoberfläche gelange.[1]) Unter Umständen verhalte sich die Lava auch wie eine kochende Flüssigkeit (cit. p. 18); er denkt, die Schwankungen von Expansion und Druck müssten Intermittenz der Ausbruchs-Erscheinungen hervorbringen. Die bekannten Vorgänge am Stromboli weisen nach seiner Ansicht hierauf hin; das Sieden des Wassers hängt eben ab vom Luftdrucke, daher auch der Zusammenhang zwischen Ausbruch und Luftdruck (cit. p. 58).

Lange wurde die Lehre von den Flussmitteln mit Misstrauen betrachtet, weil es der Masse an einschlägigen Erfahrungen und Beobachtungen fehlte; lebhafter wurde die Imprägnations-Hypothese erst in den 40er-Jahren discutirt. Fournet verweist auf die Ähnlichkeit zwischen dem Spratzen des Silbers und den vulkanischen Ausbrüchen, Angelot und Scheerer[2]) sprechen vom „durchwässerten" Glutfluss und d'Aubuisson spricht es geradezu aus, das Magma habe Gase absorbirt (und zwar mit Auswahl). In gleichem Sinne spricht sich Angelot aus, welcher der Ansicht ist, das Magma fessle in der Tiefe dem hohen Druck entsprechend eine grosse Menge von Gasen.[3])

Silliman und Dana[4]) schreiben dem Wasser einen, die Krystallisation begünstigenden Einfluss zu. Die Gründe, welche diese Forscher vorbrachten und die experimentellen Beweise

[1]) Scrope Volcanos 1825, p. 26 und Q. Geol. Soc. 1856, p. 338.

[2]) Angelot: Bul. geol. 1841, p. 179, 180. Scheerer: Bul. geol. (2. Vol. 4, p. 475

[3]) Fournet. Bul. geol. 1834, p. 200, Aubuisson. Geogn, III. 277, Angelot. Bul. geol. 1842. (l.) Vol. 13, p. 183, Scheerer. Bul. geol. 1847, p. 468, Virlet, Delanoue äussern sich ähnlich.

[4]) Bereits Berzelius betont die lösende Gewalt des überhitzten Wassers, welches nach der Ansicht dieses Forschers geeignet ist, Silicate aufzuschliessen. Auch Cagniard fand, dass die zu seinen Versuchen dienenden Glasröhren vom überhitzten Wasser stark angegriffen wurden. Siliman und Dana A. J. 1843. Vol. 2, p. 113, über Einwirkung des überhitzten Wassers.

Digitized by Google

Daubrees führten die Frage zum Abschlusse. Man konnte sich der Erkenntniss nicht mehr verschliessen, dass das Wasser sowohl die Umlagerungen als auch die Liquidität des Magma befördern.

Spallanzani war unter diesen Forschern der einzige, welcher die Frage nach dem Verhältnisse zwischen Lava und eingeschlossenen Gasen durch Versuche gefördert hat. Erst Deville verdanken wir wieder experimentelle Belege für unser Thema. Als letzterer eine geschmolzene Glasmasse sich abkühlen liess, beobachtete er, wie die teigige Masse durch Abscheidung von Gasen aufgedunsen wurde. Die Blasen stiegen langsam auf und platzten. Das entweichende Gas war brennbar. Der Autor vermutet, das Glas habe die Fähigkeit, Feuerungsgase zu lösen, und verweist auf die analoge Erscheinung beim Silber.[1]) Solche Tatsachen machen nach seiner Ansicht vertraut mit dem Gedanken, dass auch das Magma Gase absorbiren könne.[2]) Deville bezeichnet die in der Lava enthaltenen Gase als die letzten Reste der im ehemaligen Glutball aus der Atmosfäre aufgenommenen Gase.[3]) — Costa, von demselben Gedanken geleitet, verweist auf die Erscheinung, dass die Exhalationen (und Sublimationen) bei fortschreitender Erstarrung der Lava reichlicher auftreten. In späterer Zeit wurden auch die Poren der Laven, sowie die Flüssigkeits-Einschlüsse der Granite als Argumente für die Imprägnationslehre ins Feld geführt.[4])

Zum Schlusse verweise ich noch auf eine Tatsache, welche die Bedeutung des Wassers für die Beweglichkeit darzutun scheint. Ich meine die Beschränkungen der tätigen Vulkane auf wasserreiche Gebiete[5]), eine Erscheinung, welche unerklärlich bleibt, wenn man nicht zugibt, das Magma werde durch Wasser wesentlich beeinflusst.

[1]) Ch. Deville: C. R. 1863, II. p. 967.

[2]) H. Deville: C. R. 1864. Vol. 58, p. 329.

[3]) Ch. Deville: daselbst p. 333.

[4]) Erörterungen über die Imprägnation des Magma bringen; Costa cit. in Roth: Vesuv 1857, p. 300. Scheerer: Soc. geol. (2) Vol. 4, p. 4-5. Delesse: Soc. Geol. (2) Vol. 15, p. 740. Roth: Beitr. Petrogr. (Abh. Akad. Berlin 1869, p. 73.) Naumann: Geol. 1850 I. p. 736.

[5]) Spalanzani. Viaggi III. p. 318.

Digitized by Google

Infiltration nach Spalten.

Nachdem constatirt wurde, dass Liquida im Magma enthalten sind, eröffnet sich die Frage, wie diese Flüssigkeiten in das Magma gelangt seien, ob dasselbe durch Spalten infiltrire, ob es durch die Poren der Gesteine in die Tiefe vordringe oder ob es vielleicht seit jeher in dem Magma enthalten sei. Ich bespreche zunächst den ersten Punkt:

Anknüpfend an Girardin [1]) spricht schon Guibourt die Vermutung aus, dass die elastische Kraft des gegen die Tiefe dringenden Wassers nicht genüge, um das Gewicht der Wassersäule zu heben. Sei dies aber der Fall, so könne dem Infiltriren des Wassers nichts im Wege stehen. Cagniard wies nach, dass Flüssigkeiten (in Glasröhren eingeschlossen) auch bei einer ihren Siedepunkt weit übersteigenden Temperatur noch als solche bestehen können. Durch diese Erfahrung angeregt, spricht Bischof die Ansicht aus, die Tension des Wassers möge in grossen Tiefen des Erdkörpers durch den Druck der Wassersäule überwunden werden. [2]) Angelot führt den Gedanken weiter aus. Er bezieht sich auf Biot, welcher aus Dulong und Gay-Lussac's Untersuchungen über die Tension des Wasserdampfes eine Formel ableitet, nach welcher die Tension mit der Temperatur zunehmend, einem Maximum von 1200 Atmosfären zustrebt, ohne dasselbe je zu erreichen (Acad. Paris 1841). Wir wissen, dass das Wasser in Spalten auch bei Temperaturen, welche weit über 100° liegen, existiren kann (Geysir). Durch Theorie und Experiment erhalten wir weitere Aufschlüsse. Hienach würde in einer Tiefe von 50 *km* und bei einer Temperatur von etwa 1500° eine Tension herrschen, die jedenfalls weniger beträgt als 1200 Atm.; der Druck der Wassersäule hingegen beläuft sich auf 5000 Atm. (10 *m* der Wassersäule = 1 Atm.) und überbietet mithin weitaus selbst das Maximum der Tension. Auch in einer Tiefe

[1]) Girardin: Consid. volc. 1831. Guibourt: Ann. chim. phys. 1831. Bd. 47, p. 41.

[2]) Bischof (Edinb. phil. J. 1839, Vol. 26) vermutet, auch Kohlensäure könne in der Tiefe als Flüssigkeit bestehen. Chem. Geol. I. Aufl. 1848—1855. Vol. 2, p. 332.

Digitized by Google

von 10 *km* wird die Tension des Wassers (bei einer Temperatur von 300°) jedenfalls geringer sein, als der in jener Tiefe herrschende Druck der Wassersäule (= 1000 Atm.).[1]) Das Wasser kann also trotz der hohen Temperatur in beiden Fällen nicht verdampfen. Regnaults[2]) Untersuchungen haben eine sichere Basis für dergleichen Berechnungen geschaffen. In der Tat wird die Tension einer Wassersäule (falls nicht namhafte Strömungen störend einwirken) unter den derzeit herrschenden Verhältnissen in jeder Tiefenlage durch den Druck der überlastenden Wassermasse überwunden.

Das Wasser, welches in einer Spalte bis in grosse Tiefen hinabreicht, wird daselbst überhitzt sein (eventuell glühen) vorausgesetzt dass das Wasser in der Spalte stagnirt. In breiten Spalten wird die letztere Voraussetzung allerdings nicht zutreffen, indem wenigstens die oberen Partien der Wassersäule in Folge der Circulation einem anhaltenden oder intermittirenden Kochen anheimfallen (Geysir). In der Mehrzahl der Fälle aber verhält sich die Breite eines Wasserganges zu dessen Tiefe etwa so, wie die Dicke eines langen Bandes zu dessen Länge. In einem derart geformten Gefässe kann die Circulation nur gering sein und sie wird in der Natur gemeiniglich auf ein Minimum reducirt durch die zahlreichen Verengungen, welche jede Gangspalte aufweist. Die Wassermasse wird also meist stagniren und folglich an jedem Punkte die Temperatur der Umgebung annehmen. In grosser Tiefe nimmt die Temperatur überhaupt nur langsam zu und es entfällt mithin von vornherein die Ursache einer Circulation. Eine bis in grosse Tiefe reichende, mit Wasser erfüllte Spalte kann also in der Tiefe glühen, während sie nahe der Erdoberfläche Grundwasser von normaler Temperatur enthält. Man kann sich ein solches, in der Tiefe glühendes, Wasserblatt versinnlichen, wenn man an eine lange Capillare denkt, welche mit Wasser gefüllt und am unteren Ende ver-

[1]) Angelot. Bul. Geol. 1842, p. 188, 1843, p. 43.
Humboldt. Kosmos 1845, I. p. 254.

[2]) Vgl. Hirn über Spannung des Wasserdampfes. Ber. Fortschr. Fysik. 1866, p. 256.

Digitized by Google

schlossen ist. Erhitzt man das geschlossene Ende, so wird bei bedeutender Länge der Haarröhre kein Grad der Erhitzung genügen, um die Wassersäule auszutreiben; die Circulation ist in diesem Falle minimal und eine unüberwindliche Wandreibung fesselt die Wassersäule, welche in den oberen Partien der Röhre kalt ist, während sie in der Tiefe glüht.

Nun eröffnet sich die weitere Frage, wie verhält sich das glühende Magma, wenn es

a) mit dem kalten,

b) wenn es mit dem glühenden Wasser in Contact kommt.

Im ersten Falle tritt eine Absonderung ein, das Wasser ballt sich zn einem Sfäroid,[1]) zwischen dem Wasserball und dem glühenden Stoffe liegt eine Dampfschichte, welche die Flüssigkeit gegen rasche Wärmezufuhr schützt. Endlich kühlt sich aber der heisse Körper doch ab, während sich das Wasser entsprechend erwärmt und es tritt ein Moment ein, in welchem die Cohäsion der Wasserteilchen unter einander durch die Adhäsion derselben gegen den heissen Körper überwunden wird. Die Flüssigkeit hat das Bestreben, sich an die heissen Gefässwände anzulegen[2]), empfängt aber im selben Augenblicke so viel Wärme, dass sie rasch verdampft. Kühles Wasser wird also, wenn es auf glühende Lava stosst, wie schon Spalanzani durch Experimente zeigte, sich im ersten Momente von der Lava sondern, dann aber explodiren.[3])

Dies gilt für den Fall, wenn kaltes Wasser während einer Eruption bei normalem Druck (an der Erdoberfläche) mit dem glühenden Eruptivbrei in Contact tritt. In einem Wassergang

[1]) Eller, Leidenfrost, Frankenheim (Cohäsion p 110), Boutigny (Sfäroid. Zustand. 1. Aufl. 1847, übers. 1858, p. 58). Dies Verhalten erklärt die Tatsache, dass man flüssiges Metall, ohne sich zu verbrennen über die Hände schütten kann, eine Erfahrung, welche den Gauklern des 17. Jahrh. bekannt war (Garzoni Piazza. Univ. 1610). Auch die sogenannten Gottesurteile (mittelst glühender Metalle) dürften auf demselben Prinzipe beruhen.

[2]) Boutigny beobachtet 142° als die niedrigste Temperatur, bei welcher das (warme) Gefäss vom kühlen Wasser nicht benetzt wird.

[3]) Spalanzani erklärt so die von starker Dampfbildung begleiteten Explosionen, welche man bei Vulkan-Ausbrüchen oft beobachtet (cit. p. 328, 332).

Digitized by Google

hingegen steht, wie gezeigt wurde, in der Tiefe heisses Wasser mit heissen Gesteinen in Berührung und in diesem Falle tritt natürlich keine Sonderung ein, sondern das glühende Wasser wirkt im Gegenteile sehr intensiv auf die glühende Gefässwandung ein. Es steht dem nichts im Wege, dass das Liquidum vom Gestein resorbirt werde, vorausgesetzt dass das Magma nicht schon den herrschenden Temperatur- und Druck-Verhältnissen entsprechend mit Wasser durchtränkt war.

Diese Verhältnisse treffen offenbar zumeist vor dem Eintritte einer Eruption zu: Die Erdkruste erleidet (mit Erdbeben verbundene) Dislocationen, es entstehen tief reichende Spalten, in welche das Grund- bez. Seewasser infiltrirt. Das Wasser dringt bis in die glühenden, magmatischen Regionen vor und wird selbst glühend; es verhält sich nun so wie das glühende Wasser in Daubrées Wasserkanone. Sobald ein Ausweg eröffnet wird, erfolgen gewaltige Explosionen; Dampfschüsse eilen zuerst in die Atmosfäre, ihnen folgt das Magma, welches z. T. zerstäubt, z. T. aber in Form von Strömen abfliesst. Die ungeheuren Explosionen und Dampfförderungen, welche den Eruptionen gemeiniglich vorangehen, erklären sich in dieser Weise.

Nach dieser eingeschobenen Bemerkung fahre ich in der theoretischen Betrachtung fort. Die zweite Frage lautet:

Kann das Wasser durch das feste Gestein zum Magma vordringen?

In diesem Falle haben wir offenbar keinen mechanischen Druck zur Verfügung, welcher das Wasser in die Tiefe führt und dasselbe dort trotz der hohen Temperatur im flüssigen Zustande erhält. Hiedurch unterscheidet sich dieser Fall von dem vorigen. Ein feuchter Stein lässt seine Flüssigkeit nicht etwa, der Gravitation zufolge, in Tropfen fallen; er wird vielmehr, wenn wir ihn auf eine Wasserfläche legen, noch Wasser aufnehmen, welches dann der Gravitation entgegen in seinen Poren aufwärts wandert, solange bis er gesättigt ist. So verhält sich auch die ganze Erdmasse. Unbekümmert um die Gravitation verfolgen die Gewässer durch die zarten Poren

Digitized by Google

und Spalten der Gesteine ihre Wege. Die Richtung ihrer capillaren Wanderung wird nur abhängen von den Differenzen der Sättigung in verschiedenen Teilen der Erdkruste. In diesem Falle wird die Flüssigkeit in die Tiefe dringen, nicht weil sie dahin gravitirt, sondern weil und nur insoferne die Gesteine daselbst noch nicht mit Wasser gesättigt sind.

Nun kommt aber die nach den Interstitien des Gesteines gegen das Magma vordringende Flüssigkeit endlich an einen Punkt, wo sie nur mehr als Dampf bestehen kann. Wird auch der Dampf die begonnene Wanderung fortsetzen können? Durch folgende Versuche erhalten wir Antwort. H. Deville und Troost zeigten, dass glühende Metalle für Gase durchgängig sind. Insbesondere zeichnet sich der Wasserstoff durch seine leichte Beweglichkeit aus. Ein hermetisch geschlossenes Metallrohr, welches mit diesem Gase gefüllt war, verlor seinen Inhalt während des Glühens fast vollständig, wie man an einem Manometer ersehen konnte. Der Gasverlust ging um so rascher vor sich, je höher die Temperatur war.[1]) Diess erklärt sich daraus, dass die Atmosfärilien, ihrem höheren Molekular-Gewichte entsprechend, eine geringere Diffusions-Leichtigkeit haben, als Wasserstoff. Während des Glühens diffundirt der leicht bewegliche Wasserstoff schnell aus dem Rohre gegen die umgebende Atmosfäre, während nur wenige Atmosfärilien als Ersatz einrücken, weil sie viel schwerfälliger in ihren Bewegungen sind.

Aus diesem Versuche können wir entnehmen, dass die Liquida, wenn sie einmal in die Region der Verdampfung kommen, mit specifischer Diffussions-Schnelligkeit ihren Weg fortsetzen werden.

J. Hall verdanken wir einen Versuch, welcher, obwohl er ihn nicht in diesem Sinne interpretirte, klaren Aufschluss gibt: Er füllte ein unten geschlossenes Eisenrohr mit Sand und Wasser und setzte dann das untere Ende der Glut aus. Das Rohr wurde daselbst glühend, das Wasser oberhalb des Sandes wallte aber nur. Offenbar bestand in diesem Falle zwar kein Wasser, doch Dampf von hoher Tension im unteren Teil der Röhre. (Ann. Phil. 1826, p. 300; Z. Min. 1827).

[1]) H. Deville und Troost Pog., Ann. Fys. Vol. 122, p. 332.

Digitized by Google

Daubrée's analoger Versuch spricht noch bestimmter: Ein Gefäss, welches mit einem Manometer verbunden war, wurde oben durch ein Stück Sandstein abgeschlossen. Der Gesteinverschluss wurde mit Wasser bedeckt und der Boden des Gefässes heftig (bis 160°) erhitzt. Das Manometer zeigte eine anhaltende Steigerung der Tension an. Das Wasser drang also durch die unten erhitzten Teile des Steines gegen das glühende Gefäss, und zwar drang es nach den Beobachtungen Daubrée's um so rascher vor, je höher die Temperatur des zu durchdringenden Gesteines war. [1])

Dieser Versuch, auf unseren Fall angewendet, erheischt die Annahme, dass das Wasser, wenn es auf seiner capillaren Wanderung gegen das Magma bis zu einer Tiefe vordringt, in der es verdampfen muss, von diesem Orte an seinen Weg in Dampfform fortsetzen werde. Die capillare Wanderung ist zur diffusiven geworden. Das ist die Art, in welcher das Wasser durch das feste Gesteine bis zum Magma dringt.

Das betrachtete Fänomen der Infiltration wird complizirt durch den Umstand, dass neben dem Wasser auch verschiedene Gase auftreten, welche vom Wasser absorbirt und den tieferen Partien mitgeteilt werden. Das Wasser strebt sich mit dem betreffenden Gase, dem herrschenden Druck entsprechend, zu sättigen.

Die tieferen Partien des Wasserganges haben das Bestreben, mehr Gas aufzunehmen als die höheren, sie entziehen den letzteren einen Teil ihres Gasgehaltes und diese entschädigen sich für den Verlust dadurch, dass sie aus der Luft neue Massen absorbiren. So gelangt mittelst Diffussion eine bedeutende Menge von Gas in die tiefen Partien der Wassermasse.

Das Wasser der Tiefsee ist reicher an Gas als das Oberflächenwasser, wie man aus der Erscheinung, dass Tiefsee-Organismen aufdunsen, wenn sie an die Oberfläche gebracht werden, schliessen kann. [2])

[1]) Daubrée Bul. geol. 1861, p. 196 f. Schüttet man auf die Steinplatte kühles Wasser, so sinkt das Manometer; lässt man das Wasser hingegen wegtrocknen, so stieg das Quecksilber im Manometer (bis auf 2 *m*). Über Porosität der Metalle und Diffusion der Gase durch glühende Metalle: Deville und Troost C. R. Vol. 57, p. 965.

[2]) De la Beche: Theor. Geol., übers. 1836, p. 146.

Digitized by Google

Dass insbesondere Kohlensäure in tiefer See reichlich enthalten sein müsse, schliesst Thomson [1]) daraus, dass die Kalkschalen der Foraminiferen in tiefen Regionen wie von Säure angegriffen erscheinen, und dass in einer Tiefe von 5000—6000 *m* nur mehr ein Silicat-Schlamm angetroffen wird (Wy. Thomson: Nature, 1873. Vol. 8, p. 30 und 1874—1875 Vol. 11, p. 117, 118), welcher die in kohlensäure-reichem Wasser unlöslichen Bestandteile der Foraminiferen-Schalen darstellt. Eine Analyse des Tiefseewassers notirt 0·08 Gr. CO_2 auf 1 Liter Wasser, während das Seichtsee-Wasser nur halb so viel CO_2 enthält. [2])

Die Menge der im Tiefwasser absorbirten Gase bleibt mässig, weil die Strömungen (Zufluss der Polarwässer gegen die Tiefe) immer wieder einen teilweisen Ausgleich bewirken. [3])

Das Meerwasser der Tiefe wird also, wenn es mit dem Magma in Contact kommt, durch seinen Gasgehalt keine wesentlich anderen Absorptionsverhältnisse bedingen als das Oberflächen-Wasser.

Dagegen bleibt obige Betrachtung über die Concentration der Gase in der Tiefe zu Recht bestehen für alle stagnirenden Wassermassen, also für die Spalten, welche vom Meeresgrund oder von der Erdoberfläche gegen die magmatische Region vordringen. Das Wasser wird sich in der Tiefe stärker mit Gasen sättigen und die Imprägnation der Tiefergüsse mit Liquiden wird demgemäss beeinflusst.

Bei mässigem Druck nimmt die Absorption proportional dem Druck zu; je höher der Druck aber steigt, umsoweniger Gas wird absorbirt und schliesslich tritt Sättigung ein. Tritt dann noch mehr Gas hinzu, so muss sich dasselbe vom Liquidum sondern. Ist der Druck genügend, um das Gas zu

[1]) Thomson: Nature 1873, p. 387 und Thomson: Challenger 1877.

[2]) Buchanan: Nature 1874, Vol. 10, p. 114. Der relative Sauerstoffgehalt nimmt in mässiger Tiefe (in Folge des Bedarfes der Organismen) etwas ab, dann wieder zu. Boguslawski Oceanografie 1884, p. 135.

[3]) Mohn über Strömungen in Petermanns Ergänz. 1885, Heft 75, p. 18. Jacobsen ist sogar geneigt, dem hohen Druck in diesem Falle gar keine Bedeutung zuzuerkennen; er meint, der höhere Gasgehalt des Tiefwassers entspreche einfach der niederen Temperatur desselben.

Digitized by Google

verflüssigen, so werden die zwei Liquida ungemischt nebeneinander existiren.

Dass derartige Verhältnisse in der Tiefe der Erde tatsächlich eintreten, beweisen die Flüssigkeits-Einschlüsse der Granite, in welchen wir neben Wasser flüssige Kohlensäure constatiren. Das Vorhandensein der letzteren Substanz im flüssigen Zustande hat bereits Bischof, lange bevor positive Beweise vorlagen, auf theoretische Gründe gestützt, behauptet.[1]) Bei 0° beträgt die Spannung der flüssigen Kohlensäure = 36 Atm. und die Tension nimmt für jeden Grad um 1½ Atm. zu. Nun wächst aber die Temperatur der Erdkruste bei mässiger Tiefe für je 30 *m* um 1° (in grösserer Tiefe noch langsamer), während der Druck in einer Wassersäule von 10 zu 10 *m* um 1 Atm. zunimmt. Aus diesen Daten entnimmt man, dass schon in mässiger Tiefe die Wirkung der Temperatur durch die Gegenwirkung des Druckes besiegt werden muss. Eine mit Wasser gefüllte Gebirgsspalte weist in einer Tiefe von 1000 *m* einen Wasserdruck von 100 Atm. auf, während die Spannung der liquiden Kohlensäure schon in dieser Tiefe unzureichend ist, den besagten Druck zu überwinden. In Tiefen von 1000 und mehr Metern wird also die Kohlensäure trotz erhöhter Temperatur als Liquidum bestehen. Ist neben der Kohlensäure auch Wasser vorhanden, so wird dieses zunächst den herrschenden Druckverhältnissen entsprechend sich mit CO_2 sättigen, falls aber ein Überschuss von CO_2 zur Stelle ist, muss dieser Überschuss als gesondertes Liquidum neben dem gesättigten Wasser existiren.[2])

Das mit CO_2 gesättigte Wasser wird in der Tiefe, der hohen Temperatur und dem Druck entsprechend, eine bedeutende Menge von Salzen und Silicaten lösen, und wir gelangen sonach zu der Vorstellung, dass in grosser Tiefe neben dem Magma eine mit Salzen, Silicaten und Gasen gesättigte, überhitzte Lösung besteht, neben welcher eventuell auch flüssige CO_2 als gesondertes Liquidum auftritt.

Schliesslich haben wir noch die Frage zu erledigen, ob

[1]) Bischof: Geol. 1847. I. p. 333.

[2]) Wroblewski C. R. 1882. Vol 94, p. 1355. (Flüssige CO_2 neben Wasser etc.)

Digitized by Google

die Liquida in grosser Tiefe unzersetzt bestehen können oder ob nicht etwa eine Dissociation derselben eintritt. Deville hat seinerzeit ganz allgemein behauptet, dass der Druck im Gegensatze zur Temperatur eine associirende Wirkung habe und man könnte demnach in dem vorliegenden Falle schliessen: da der Druck gegen die Tiefe stärker wächst als die Temperatur, kann eine Dissociation nicht eintreten. Schröder beschränkt aber diesen Schluss: Wie es Flüssigkeiten gibt, welche sich beim Erstarren ausdehnen, und solche, die sich hiebei zusammenziehen, so besteht auch ein analoger und wesentlicher Unterschied zwischen den chemischen Verbindungen. Sie müssen eingeteilt werden in solche, deren Energie grösser, und in solche, deren innere Bewegung kleiner ist als die ihrer Bestandteile. Wie der Druck in entgegengesetzter Weise auf die zwei Klassen von Flüssigkeiten wirkt, so ist auch eine entgegengesetzte Wirkung desselben auf diese zwei Reihen von Verbindungen zu erwarten. Wie die Erstarrung der Flüssigkeiten, welche sich beim Erstarren zusammenziehen, begünstigt wird durch den Druck, so werden auch Verbindungen, welche eine Contraction aufweisen, der hohen Dissociations-Temperatur zum Trotze bestehen können, wenn der Druck genügt. Jene Verbindungen hingegen, deren Energie grösser ist als die ihrer Bestandteile werden trotz des Druckes dissociirt sein. [1])

Nun haben wir schon mehrfach hervorgehoben, dass die entfernende Wirkung der Temperatur gegen die Tiefen der Erde durch die annähernde des Druckes überwogen werde. Demnach können wir behaupten, dass Wasser, Chlor-Wasserstoff und alle anderen Verbindungen, deren Energie geringer ist als die ihrer Bestandteile (d. i. welche bei ihrer Bildung eine Contraction aufweisen oder doch das gleiche Volum bewahren) in der Tiefe unverändert existiren.

Wasser, welches bei der Schmelzhitze des Silbers sich zu dissociiren beginnt und bei 2500° bei normalem Druck vollständig dissociirt ist, würde 30 *km* unter der Erdoberfläche in Folge der herrschenden Temperatur sich partiell zerlegen,

---

[1]) Schröder Pog. Ann. 1866, Vol. 129, p. 493.

Digitized by Google

der hohe Druck verhindert jedoch die dissociirende Wirkung der Temperatur und man dürfte demnach wohl in grösseren Tiefen unseres Planeten durchgehends glühendes, nicht dissociirtes Wasser antreffen.

Natürlich ändern sich die Associationen, wenn das Magma zur Eruption gelangt. In diesem Falle wird der Druck und seine associirende Wirkung aufgehoben und die dissociirende Macht der hohen Temperatur kommt zur Geltung. Die Lösung wird zu Gas, die Verbindung zerfällt in ihre Bestandteile. Erst in den kühleren Teilen des Kraters kann die Vereinigung wieder stattfinden (Reassociation). Die Detonationen, welche die Eruption oft begleiten, können zum Teil durch diese Verbindung bedingt sein; insbesondere wirksam ist in diesem Falle natürlich die Reassociation von Sauerstoff und Wasserstoff. [1])

Das Magma enthält seit jeher Liquida.

Im Vorhergehenden wurde das fysikalische Verhalten der infiltrirenden Liquida untersucht und wir gelangten zum Ergebnisse, dass diese Stoffe von Magma aufgenommen werden können unter der Voraussetzung, dass dasselbe noch nicht gesättigt ist. Viele Geologen sind nun in Verfolgung der Infiltrations-Hypothese zu der Ansicht gelangt, sämmtliche Liquida des Erdinnern seien infiltrirt; Meer und Luft würden in die Tiefe gezogen, dann aber wieder durch die vulkanischen Eruptionen zu Tag gefördert. Diese abenteuerliche Vorstellung, welche an die alte Hypothese einer Erd-Atmung erinnert, fällt jedoch, sobald man die Geschicke der Liquida kosmogenetisch verfolgt. Die entscheidende Frage lautet: Wo waren die Li-

[1]) Siemens Ber. Akad. Berlin 1878, führt die Detonationen auf Knallgas-Explosionen zurück. Das Niedersaugen der umgebenden Luft in den Krater, welches nach einer starken Explosion oft bemerkbar ist, hängt jedoch nicht bloss von der Bildung dieser explosiven Verbindung ab, sondern erfolgt nach jeder namhaften Gasförderung (Dampfschuss). Die saugende Wirkung ist in diesem Falle (wie bei Explosion grosser Pulvermassen) oft auf weite Entfernung hin fühlbar. Das Auffliegen der Türen und Fenster vieler Häuser von Neapel bei Gelegenheit der grossen Vesuveruption von 1631 ist auf diese Ursache zurückzuführen.

Digitized by Google

quida, während das Magma sich bildete? Wir wollen den Vorgang vom Stadium der Ballung an verfolgen:

Ein kosmischer Nebel ist eine diffuse Gesellung verschiedener Elemente in gasförmigem Aggregat-Zustande. Mit fortschreitender Abkühlung scheiden sich an einem oder mehreren Orten die mindest flüchtigen Körper als Flüssigkeiten ab, welche [1]) als Flüssigkeits-Schlieren in der Gasmasse schwimmen. Sie bilden den Kern des Nebels. Bei weiterer Abkühlung erstarrt der mindest schmelzbare Bestandteil der Schliere, wobei stets die in der Flüssigkeit absorbirten Gase abgeschieden werden. Nun ist der Status des Magma eingetreten; alle drei Aggregat-Zustände coëxistiren.

Hier muss bemerkt werden, dass diese Ausscheidungen niemals präcis vor sich gehen. So wenig wir aus einer Mischung verschiedener Körper je auf einen Schlag einen reinen Körper abscheiden können, so wenig kann dies in der Natur vorkommen. Unsere Niederschläge sind immer „verunreinigt" mit Mutterlauge. Wir müssen den abgeschiedenen festen Körper zu wiederholten Malen lösen und fällen, umkrystallisiren oder sublimiren; wir müssen eine Flüssigkeit oft destilliren, um schliesslich eine relativ reine Substanz zu erhalten. Und haben wir aus einem Krystall oder einer Lösung alle fremden festen, bez. flüssigen Beimischungen möglichst entfernt, so beginnt erst der Kampf mit den alldurchdringenden Atmosfärilien. Wie soll nun die Natur bei dem Processe der Weltballung eine Reinheit der Ausscheidung bewirken, welche uns nach wiederholter Sonderung nicht gelingt? Das aber ist wichtig für unsere Frage.

Die fortwährende Abscheidung der schwerst schmelzbaren Teile aus dem Magma wird allerdings begleitet von Gasausscheidungen. Die ausgeschiedenen Spratzgase durchbrechen das Magma, die hochglühenden Schlieren fahren in die Gassfäre und sinken abgekühlt wieder nieder. [2]) Fort und fort wiederholen sich diese örtlichen Erstarrungen und die hie-

[1]) Wie in Cagnards und Andrews' Versuchen.

[2]) Wasserstoff-Eruptionen auf der Sonne. Zöllner, Ber. sächs. Gesell. Wiss. 1870, p. 107, 117. Secchi. Soleil. übers. Schellen 1872. p. 552.

Digitized by Google

durch bedingten Gasausscheidungen; doch bleibt ein Teil der Gase immer in den Tiefen gefesselt. Der erstarrende Ball bleibt magmatisch, die starren Teile sind mit Flüssigkeiten durchtränkt und diese sind mit Gasen gesättigt. So lange die Erstarrungskruste noch schwach ist, wird sie ab und zu von den sich in der Tiefe abscheidenden Liquiden gesprengt, ein Vorgang, welcher natürlich nicht mehr platzgreifen kann, wenn die Erstarrungs-Kruste eine bedeutende Mächtigkeit erlangt hat.

Wir sehen also, dass Gase seit jeher im Magma enthalten waren, dass ein Teil derselben allerdings in Folge der Erstarrung ausgeschieden wird, dass aber die vollständige Austreibung der Liquida aus dem Magma niemals stattfinden kann.

Die hier gegebene Erörterung stützt sich auf Kants kosmogenetische Anschauung. Schon Leibniz hatte die Mondkrater mit Sprätzlingen verglichen; Kant erörtert den Gasgehalt und die Gasausscheidungen eines erstarrenden Weltkörpers eingehender; er ist der Ansicht, dass sich bei dem Übergang vom flüssigen in den festen Zustand bedeutende Luftentwicklungen geltend machen. Die Gase, welche durch die zugleich frei werdende Wärme bis zum höchsten Grad der Elasticität ausgedehnt würden, durchbrächen die festen Teile und würfen dieselben zu Gebirgen auf. An einer andern Stelle spricht er sich im gleichen Sinne dahin aus, Gewässer und Luft seien von dem sich scheidenden Magma in Blasen fahren gelassen worden.[1]) — Nur selten und nicht immer so klar taucht dieser Gedanke in den folgenden Zeiten auf, und, was bezeichnend ist: fast jedesmal musste er neu gefunden werden.

Franklin ist der Ansicht,[2]) die Erde müsse nahe ihrem

[1]) Kant: Berliner Monatschriften 1785 I. p 210 cit. in Fischer: Geschichte der Fysik 1805 VI. p. 891. Auch Buffon spricht sich dahin aus, die flüchtigen Stoffe würden aus den glühenden und erstarrenden Weltkörpern ausgetrieben und diese Aussonderungen bildeten die Atmosfäre. Epoques, übers. 1781, p. 102.

[2]) Franklin: Phil. trans. Philad. 1793, Vol. 3, p. 4. Ähnlich äussert sich Leslie und Spencer. Phil. Mag. 1845, 1847. Vgl. die Untersuchung von Zöpperitz „Zustand des Erdinneren". Verh. d. Geografentages 1882 und Zöpperitz' Jahresberichte über Fortschr. d. Geofysik im Geograf. Jb

Digitized by Google

Centrum aus einem Fluidum bestehen, welches dichter sei als alle bekannten Körper. Nach Mariottes Gesetz müsse die Luft in relativ geringer Erdtiefe schon so dicht sein, dass Gold auf derselben schwämme. Nehme man an, dass alle Materie einst Dampf gewesen und sich daraus verdichtet habe, so müssten bei diesem Processe die im Centrum befindlichen Gase immer dichter geworden sein, so dicht, dass die Erdschale auf denselben schwimmen könnte. Auch dieser Forscher kommt also zu der Anschauung, Gase seien im Inneren der Erde seit jeher gefesselt. Laplace, Ampere und andere Astronomen vertreten dieselbe Anschauung. —

Nachdem die wesentlichen Eigenschaften des Eruptiv-Magma festgestellt sind, frägt es sich, wie sich dasselbe in der Tiefe verhält.

Beschaffenheit des Magma in der Tiefe; Starrheit der Erde.[1])

Hopkins wird durch Betrachtung der Präcession und Nutation zu folgendem Gedankengang veranlasst: Die Erde würde mit immer gleicher Axenneigung ihre Bahn durchwandern, wenn sie nicht polar abgeplattet, mit anderen Worten in der Region des Äquators angeschwollen wäre. An einem so gestalteten Körper greifen Sonne und Mond je nach den wechselnden räumlichen Beziehungen verschieden an. Die Folge dieser Einwirkungen ist, dass die Erdaxe Bewegungen ausführt, wie solche an einem wankenden Kreisel beobachtet werden können (Präcession und Nutation). Nun ist es klar, dass die dislocirenden Wirkungen von Sonne und Mond andere sein müssen, wenn die Erde ganz starr, andere wenn sie zum Teile flüssig ist. Im letzteren Falle nämlich würden die flüssigen Teile sich den ablenkenden Einflüssen entziehen (unter der Voraussetzung idealer Liquidität), während im ersten Falle die ganze Masse beeinflusst wird. Nun sind die beobachteten Ablenkungen so gross, dass man annehmen muss, ein grosser Teil der Erde werde beeinflusst. Hieraus aber

[1]) Literatur bez. der Starrheit der Erde bringt Wadsworth. Earths Interior. Americ. Naturalist 1884

Digitized by Google

ergibt sich, dass eben auch ein grosser Teil der Erde starr sei. Die Rechnung verlangt eine Dicke der festen Kruste gleich dem fünften oder selbst vierten Teile des Radius. [1]) In solcher Weise schliesst Hopkins aus den Gravitations-Verhältnissen auf die innere Beschaffenheit unseres Planeten.

Poisson und Ampère [2]) hatten den Gedanken ausgesprochen, das Erdinnere könne nicht flüssig sein, weil sonst unter dem Einflusse der Mondanziehung gewaltige Flutwellen an der festen Kruste zu beobachten sein müssten. Der Schluss war nicht richtig. Eine Flutwelle kann bestehen, ohne bemerkt zu werden: Da wir selbst die Bewegung mitmachen, ist uns die Möglichkeit entzogen, sie zu beobachten. [3]) Indirekt aber kann man Ampères Ansicht prüfen. Lamè und Thomson lösten das Problem:

Thomson zeigt, dass die Mächtigkeit der oceanischen Flutwelle einer starr-elastischen, homogenen Kugel durch die Rechnung grösser gefunden wird, als sie in der Tat ist. Hieraus schliesst er, dass die Erde nicht ganz starr sein könne, sich vielmehr an der vom Monde erregten Bewegung beteilige. Dies erklärt den Unterschied zwischen der Beobachtungs- und Berechnungs-Grösse der oceanischen Flutwelle. Die Berechnung ergibt übrigens, dass die Flutwelle der starren Erdmasse nicht grösser ist, als wenn der ganze Erdkörper aus Stahl bestünde. [4])

Delaunay wendet sich gegen die erste Ausführung: [5]) Hopkins hat einen starren Körper einerseits, eine ideale Flüs-

[1]) Hopkins: Phil. trans. London 1839 II., 1840 I., 1842 I. Vgl. Spencer Phil. Mag. 1845 p. 146, 1847 p. 194. Weitere Literatur in Ber. Fortschr. d. Fysik. Pratt, Houghton Phil. Mag. 1859, 1860. Vol. 17 bis 20. Henessey und Barnard in Phil. Trans. Vol. 185, Q. Geol. Soc. 1875.

[2]) C. R. 1868. Vol. 66, p. 433.

[3]) Belli Atti. Soc. Ital. sc. nat. VI. p. 539.

[4]) Will. Thomson Proc. Roy. Soc. L. 1862—63. Vol. 12, p. 104; Phil. Mag. 1863. Barnard Structure of the earth; Smithson. Contrib. 1877, Nr. 310 und Plantamour's astronom. Beobachtungen machen es wahrscheinlich, dass die Erdfeste Flutwellen wirft C. R. 1880. Vol. 90, 1881. Vol. 92.

[5]) Delaunay C. R. 1868.

Digitized by Google

sigkeit anderseits angenommen. Solch absolutes Liquidum aber gibt es nicht, sondern jedem uns bekannten Körper kommt ein gewisser Grad von Viscosität zu, welcher unter dem gewaltigen, in der Tiefe der Erde herrschenden Drucke gewiss nicht unbedeutend sein wird. Eine solche zähe Masse aber muss offenbar auch an den langsam wirkenden Ablenkungen Teil nehmen, welche die feste Schale durch kosmische Einflüsse erfährt.

Darwin hat das verwickelte Problem neuerdings in einer den natürlichen Verhältnissen entsprechenderen Weise gelöst.[1]) Er untersucht zuerst das Verhalten einer viscosen und dann (was für unseren Fall passt) das Verhalten einer viscoselastischen Kugel, welche unter dem Einflusse der kosmischen Agentien plastisch-rupturell transformirt wird. Auch er gelangt zum Ergebniss, dass die Erde einen hohen Grad von Starrheit besitze. Wäre sie nur so starr wie Pech, so würde sie fast so hohe Flutwellen werfen, wie wenn der ganze Körper aus Wasser bestünde. Die Meeresflut wäre dann kaum merklich.

Hennesey[2]) und Wadsworth halten dagegen an der Anschauung fest, der Erdkern sei flüssig (viscos). Die „Viscidisten" stellen diese Behauptung auf, um die Eruptions-Fänomene zu erklären. In der Tat braucht aber der Vulkanist keinen flüssigen Erdkern anzunehmen, da ja das starre Magma auch eruptionsfähig sein kann, wie im Folgenden gezeigt werden soll:

Mag man ein oder der anderen Anschauung huldigen, mag man einen kleinen ziemlich leichtflüssigen oder einen grösseren viscosen oder endlich einen ganz starren Erdkern annehmen — in jedem Falle scheint die Erklärung der Eruptions-Erscheinungen erschwert, indem im ersten Falle das

[1]) G. Darwin. Phil. Trans. 1880. Vol. 170; s. Kosm. Geol.

[2]) Hennessey Phil. Trans. 1851, p. 495, Nature 1872, p. 288. Wadsworth Americ. Naturalist 1884. Untersuchungen über Viscosität der Flüssigkeiten unter hohem Druck verdanken wir Röntgen, Warburg, Sachs. Wiedemanns Ann. 1884. Vol. 22, p. 510, 518. Wenn der Druck ven 70 bis 105 Atm. wächst, wird die Viscosität der CO_2 von 628 auf 800 erhöht; auch die Viscosität von Äter, Benzol und anderer Körper wächst mit dem Druck, nur beim Wasser vermindert sich die Viscosität unter hohem Druck.

Digitized by Google

liquide Magma bei der Eruption eine mächtige Erdkruste passiren muss, während im zweiten Falle zwar eine Kruste von geringerer Mächtigkeit, dafür aber ein schwerbewegliches Magma und im dritten Falle gar ein starres Magma vorliegt, durch welches die Eruptions-Fänomene anscheinend nicht bedingt und erklärt werden können.

Seit Hopkins haben viele Geologen diese Schwierigkeit erkannt und versucht, statt eines generellen, eruptionsfähigen Erdmagma locale Lavaherde als Basis der Eruptionen anzunehmen. Die betreffenden Forscher stellen sich entweder vor, die Lava habe sich in einzelnen Bassins, Höhlen oder Taschen der festen Erdkruste (in Folge rätselhafter Einflüsse) liquid erhalten (Hopkins, Dutton) oder aber sie denken sich die Eruptionen als Folgen localer Erweichungs- oder Zerquetschungs-Prozesse (Volger, Mallet). Ich übergehe zunächst diese Local-Hypothesen und suche zu zeigen, dass die Starrheit der Erde durchaus nicht in Widerspruch steht mit der Lehre von einem allgemeinen Eruptiv-Magma, mit anderen Worten, dass das Magma allerdings starr, zugleich aber doch auch ausbruchsfähig sein kann. Zu diesem Behufe muss zunächst erörtert werden der Zusammenhang zwischen Agregatzustand und Druck.

Es ist eine alte Vorstellung, dass der Druck die Erstarrung begünstige. In diesem Sinne spricht sich bereits Poisson aus; er meint, eine Flüssigkeitssäule, welche bis zum Mittelpunkt der Erde reiche, müsse in ihren tiefen Teilen und bis zum Centrum starr [1]) sein, auch behauptet er, die Erstarrung der Erde habe im Centrum begonnen. [2]) Hopkins spricht sich im gleichen Sinne aus. [3]) Angelot betont dagegen, dass die

[1]) Poisson Chaleur. 1835, p. 429.

[2]) Die Teile der Körper nähern sich einander beim Erstarren; der Druck nähert die Teile, also begünstigt er auch die Erstarrung. Nicht zu verwechseln mit diesem Schlusse ist Scropes Ansicht. Dieser Autor meint, bei Druckverminderung trete in der Tiefe der Erde Verdampfung des gefesselten Wassers und in Folge dessen Beweglichkeit des Magma ein (Volcanos 1825, p. 26), während Druckerhöhung das verdampfte Wasser wieder condensire und das Magma demgemäss verfestige.

[3]) Hopkins Phil. Trs. 1839. II. 381. Auch Ampere nimmt an, die Erde sei im Centrum starr. Revue 2 Mondes 1833.

Digitized by Google

Verfestigung der Flüssigkeiten durch Druck noch nicht experimentell erwiesen sei. Insbesondere müsse man die Tatsache beachten, dass das Wasser und gewisse Metalle sich beim Erstarren ausdehnen.

Wollte man von diesen Körpern behaupten, sie würden durch Druck verfestigt, so sage man damit offenbar: Es gibt Körper, welche durch eine genügende Volum-Verminderung gezwungen werden können, an Volum zuzunehmen.[1]) Durch diesen scharfsinnigen Gedankengang führt er Poissons Annahme, wenigstens bez. des Wassers, ad absurdum und greift Thomsons diesbezüglichen Ableitungen vor.

Durch Bunsens[2]) und Thomsons Versuche wurde die eben betrachtete Streitfrage der Lösung zugeführt. Es zeigt sich, dass verschiedene Körper dem Drucke gegenüber sich entgegengesetzt verhalten.

Der Gefrierpunkt des Wassers muss, wie J. Thomson theoretisch ableitet, der Annahme Poissons entgegen, durch Druck herabgesetzt werden.[3]) Versuche beweisen dies.[4]) Mousson kehrte das Experiment um und zeigte, dass Eis durch Druck (selbst bei — 18 Grad) verflüssigt werden kann.[5]) Die meisten Körper verhalten sich aber entgegengesetzt, indem deren Schmelzpunkt durch Druck hinaufgerückt wird.[6]) Dies verschiedene Verhalten der Substanzen gegen Druck hängt mit ihrem Benehmen beim Erstarren zusammen. — Jene Körper, deren Teile sich beim Erstarren einander nähern, werden hierin durch Druck unterstützt, indem dieser

[1]) Angelot: Bul. geol. 1842, p. 377.

[2]) Bunsen: Ann. Fys. Chem. 1850. Thomson Brit. Assoc. Rep. 1854.

[3]) J. Thomson: Phil. trans. Edinb. 1849 Bd. 14.

[4]) Thomson: Proc. roy soc. Edinb. 1850 und Pog. Ann. Fys. 1850, Vol 81, p. 163 f. Clausius, Bunsen Pog. Ann. 1850 Vol. 81, p. 168, 562. Tyndal: Wärme 1875, p. 127 f. Die Erniedrigung des Schmelzpunktes betrug bei 8·1 Atm. 0.106 Grad, bei 16·8 Atm. 0·232 Grad. Die Theorie ergab die nahe liegenden Werte 0·109 und 0·227; s. Boussingault C. R. 1871. Vol. 73, p. 77.

[5]) Mousson: Pog. Ann. Fys. 1858. Vol. 105, p. 161 und 170.

[6]) Bunsen: Der Schmelzpunkt des Wallrat, bez. Paraffin wird für je 1 Atm. Druck um 0·02 Grad, bez. 0·04 Grad erhöht. Der Schmelzpunkt des Wachses wird für 100 Atm. um 1° hinaufgerückt. Phil. Mag. 1853, 7, p. 59.

Digitized by Google

die Annäherung begünstigt. Die Substanzen hingegen, deren Erstarren eine Entfernung der Teile voraussetzt, werden an der Verfestigung durch Druck gehindert, weil dieser die auflockernde Umlagerung der Teile hemmt Der Druck hat auf die Körper der letzteren Kategorie einen verflüssigenden, auf Substanzen der ersteren aber einen starrmachenden Einfluss.

Das Magma wird durch Druck verfestigt.

Da das Magma, wie ausgeführt wurde, zum grossen Teil aus Substanzen besteht, welche sich beim Erstarren zusammenziehen, muss der Druck auf dasselbe eine verfestigende Wirkung ausüben. Allerdings wirkt die Zunahme der Temperatur der Verfestigung entgegen; diese Gegenwirkung kann aber offenbar dem Effekte des Druckes nicht die Wage halten, weil die Wärme von Tiefenstufe zu Tiefenstufe immer weniger zunimmt, während der Druck von Stufe zu Stufe immer höhere Werte gewinnt, indem eine Säule von bestimmter Länge in grosser Tiefe dichter und schwerer ist, als eine entsprechende Säule nahe der Erdoberfläche.

So muss denn die entfernende Wirkung der Wärme an irgend einem Orte der Tiefe durch die annähernde Wirkung des Druckes besiegt werden, woraus folgt, dass das Magma in bestimmter Tiefe trotz Temperaturzunahme der Erstarrung anheimfallen und von da an bis zum Centrum des Weltkörpers an Starrheit zunehmen muss.

Dies gilt für die Silicate, also für die Hauptmenge des Magma. — Die Liquida, soferne sie zu den normalen Körpern gehören, verhalten sich in gleicher Weise; nur wird die Tiefe, in welcher die Erstarrung eintritt, eine sehr bedeutende sein; um so grösser, je niedriger der Erstarrungs-Punkt der Substanz liegt. Die meisten mögen in mässiger Tiefe flüssig bleiben; in grösserer Tiefe nur die leichtflüssigen; in namhafter Tiefe aber sind vielleicht selbst die leichtestflüssigen Stoffe starr. Wie sich die schwer verflüssigbaren Gase verhalten, ob sie in irgend einer Tiefe flüssig oder starr werden, bleibt eine offene Frage.

Das Magma ist nicht von reinen Liquiden, sondern von

Digitized by Google

Lösungen durchtränkt. Wie verhalten sich diese gegen Druck? Als Perkins Essigsäure unter hohen Druck brachte, bemerkte er, dass sich eine Menge kleiner Krystalle ausschied. Die überstehende Flüssigkeit war schwacher Essig. Eine Emulsion von äterischem Öl in Alkohol verhielt sich entgegengesetzt. Mit zunehmendem Drucke nahm sie an Transparenz zu, bis endlich alle Ölkügelchen gelöst und die Flüssigkeit wasserklar wurde. [1])

Die Versuche von Sullivan, Favre, Möller zeigen, dass die meisten Substanzen sich bei hohem Drucke stärker lösen.

Sorby, welcher eine Reihe einschlägiger Versuche durchführt, betont, dass die Löslichkeit aller jener Salze, welche bei der Lösung Contraction aufweisen, durch Druck vermehrt werde. [2]) Der Salmiak (welcher sich ausnahmsweise bei der Lösung ausdehnt) und das Glaubersalz zeigen bei hohem Druck verminderte Löslichkeit; alle übrigen untersuchten Salze zeigen aber Contraction und vermehrte Löslichkeit bei hohem Drucke.

Die Löslichkeit der Substanzen im Magma wird aber nicht allein durch dies Moment, sondern (und wohl in noch ausgiebigerem Masse) durch die hohe Temperatur begünstigt. Tatsache ist, dass man in den Flüssigkeits-Einschlüssen der Granite (neben gesättigten Salzlösungen) oft namhafte Mengen ausgeschiedener Salze antrifft, welche offenbar seinerzeit gelöst waren. Aus beiden Beobachtungen folgt, dass das Magma in der Tiefe, falls es nicht vollständig erstarrt sein sollte, sich jedenfalls durch einen hohen Grad von Viscosität auszeichnen muss. [3]) Unser Ergebniss lautet demnach: Die Hauptmasse des Magma ist in der Tiefe verfestigt; die durchträn-

[1]) Perkins: Ann. chim. phys. 1823. Vol. 23, p. 410.

[2]) Sorby: Proc. Roy. Soc. L. 1862, 1863, p. 340; vgl. ferner die Untersuchungen von Sullivan Brit. Assoc. Rep. 1859, p. 293, Favre C. R. 1860, Vol. 51, p. 1030, Möller Pog. Ann. Vol. 117, p. 181, 386, Michel und Krafft Ann. chim. phys. (3). Vol. 41, p. 470, Schiff Ann. Chem. Vol 109, p. 325, Vol. 111, p. 329.

[3]) Hunt, welcher die vorliegende Frage geistreich, aber oberflächlich behandelt, meint, da der Lösungs-Coefficient mit dem Drucke wachse, müsse das Magma in der Tiefe verflüssigt sein.

Digitized by Google

kenden Lösungen werden je tiefer, um so zähflüssiger; das Magma verliert mit zunehmendem Drucke an Beweglichkeit, es nähert sich dem starren Zustande.

Das starre Magma ist ausbruchfähig.

Stellen wir uns vor, in Folge der Flutwelle, welche Mond und Sonne erregen, oder in Folge von Spannungs-Unterschieden entstünde ein Riss in der Erdkruste, der sich tief ins Magma erstreckt:[1]) Was geschieht mit dem Magma? Es ereignet sich damit dasselbe, was sich mit Paraffin zuträgt, sobald wir die Röhre abbrechen, in welcher es unter hohem Drucke trotz hoher Temperatur starr erhalten wird. Die Druck-Erleichterung pflanzt sich rasch in die Tiefe fort und wird begleitet von Verflüssigung. Das Magma wird erweicht und ausbruchfähig.

Bestände es nur aus einer Substanz, so müsste es durch und durch verflüssigt werden. Es wird aber nur teilweise liquid, weil es aus mehreren Silicaten von verschiedenem Schmelzpunkte zusammengesetzt ist. — Wir können uns die Erde nach den Regionen verschiedener Hitze in Schalen zertrennt denken. In der äussersten Schale ist der Druck gering und ganz bedeutungslos für die Aggregation, da ohnedies alle Silicate wegen der niederen Temperatur sich im starren Zustande befinden. Der Riss wird also keine wesentliche Änderung in dem molekularen Verhalten dieses Gebietes bewirken. In tieferen Schalen ist die Steigerung der Temperatur bedeutungsvoll, noch mächtiger aber die Zunahme und Wirkung des Druckes. In Folge des Risses wird hier ein oder der andere Bestandteil, welcher leicht verflüssigbar ist, bei aufgehobenem Druck in Bewegung geraten. In noch grösserer Tiefe wird die Verflüssigung auch die schwerer schmelzbaren Körper ergreifen u. s. f. Kurz, je tiefer und je heisser die entlastete Partie des Magma, desto gewaltiger muss die erweichende Wirkung des Risses sein.

[1]) Ich erinnere daran, dass die Tension der Gase im Magma nicht Ursache einer Reaction des Erdinnern gegen die Oberfläche sein kann.

Digitized by Google

Jede dieser in verschiedenem Grade erweichten Partien hat nun das natürliche Bestreben, gegen den Ort des geringsten Druckes in der Spalte emporzudringen. Die höheren Teile liegen dem Klaffe zunächst, sollten also zuerst zur Injection (bez. Eruption) kommen. Sie befinden sich aber nach der Berstung eben wegen ihrer seichten Lage in einem Zustande von so geringer Beweglichkeit, dass es wahrscheinlich ist, dass längst aus den tieferen, stärker verflüssigten Regionen Magma emporgequollen und in die Spalte eingedrungen sein werde, bevor die nächstliegenden zähen Teile eine entscheidende Bewegung ausführen konnten.

Es besteht also keine scharfe Grenze zwischen dem Ausbruchs-Magma und der starren Kruste, sondern sie sind durch Übergänge verbunden.

Die „Kruste" zeichnet sich dadurch aus, dass sie auch nach erfolgter Ruptur in der Tiefe starr bleibt. Darunter folgt eine Übergangs-Zone, in welcher die Erweichung in Folge der Druck-Verminderung soweit geht, dass die Massen sich etwa verhalten wie Wachs, indem sie

1. bei rascher mechanischer Einwirkung brechen;

2. bei langsamer Einwirkung dagegen sich plastisch umformen. (S. „gemischte Umformung.") In noch grösserer Tiefe endlich erfolgt die Erweichung, sobald die Ruptur eingetreten ist.

Der Umstand, ob eine Ruptur rasch oder langsam erfolgt, wird demgemäss entscheidend für die Qualität der Eruption. Erfolgt die Ruptur langsam, so kann sich die Übergangs-Zone umformen, wodurch der Riss entweder in statu nasc. wieder geschlossen oder überhaupt unmöglich wird, indem plastische Umformung statt der Ruptur eintritt. Bei bedeutender Schnelligkeit der Ruptur aber kann dieselbe tief durch die Übergangs-Zone bis in Gebiete reichen, welche bei erfolgender Dislocation momentan erweichen. Bei mässig schneller Dislocation aber werden diese tiefen Regionen grosser Beweglichkeit durch den Bruch natürlich gar nicht gespalten werden, da sie sich ja plastisch accomodiren. Bei mässig rascher Dislocation wird also mässig erweichtes Magma (von geringer Hitze), bei rascher Spaltbildung dagegen

Digitized by Google

dünnflüssiges und heisses Magma zur Eruption gelangen.[1])

Druck und fortwährende Dunsung der obersten Teile des Magma treiben dasselbe in die Höhe, soweit es die Wandreibung erlaubt; es wird entweder injicirt oder ejicirt.[2])

Mag ein oder das andere erzielt werden, die Endfolge dieser Bewegung ist neuerliches Erstarren des Magma in der Tiefe, denn die emporgedrungenen Massen drücken auf die tiefer liegenden, erweichten Teile. So setzt der Injections-, bez. Eruptions-Prozess der anfänglichen Erweichung Grenzen und gestattet nicht, dass die Verflüssigung mehr als eine locale Bedeutung gewinne.

Ist diese Ausführung richtig, harmonirt sie mit unseren fysikalischen Errungenschaften, so scheint mir das einzige wesentliche Bedenken gegen die herrschenden Anschauungen über den Ursprung der Eruption behoben. Die nachgewiesene Starrheit ist vereinbar mit den beobachteten Ausbruchs-Erscheinungen. Die Erde ist tatsächlich in der Tiefe starr. Potenziell aber ist sie in geringer Tiefe (in viel geringerer als gemeiniglich angenommen wird) schon magmatisch. In diesen Regionen spielen sich locale und vorübergehende Erweichungs-Prozesse ab, sobald durch Ruptur die Fesseln gelöst werden.

Scrope hat sich hierüber nicht ganz klar ausgedrückt. In der ersten Auflage seines Werkes „on Volcanos“ denkt er an wechselvolle Erweichungen und Erstarrungen infolge von Temperatur- und Druckänderungen. Doch stellt er sich vor, diese Gegensätze würden bedingt durch Verdampfung, bez. „Fixirung“ des Wassers. In der zweiten Auflage (1862) bespricht er allerdings auch die Änderung des Aggregat-Zustandes in unserem Sinne, begnügt sich jedoch im allgemeinen auszusagen, durch Wechsel des Druckes und der Temperatur würde Erweichung, bez. Erstarrung, mithin Wechsel der Ausbruchs-Erscheinungen bedingt. Erst Fisher geht klar

[1]) Durch diese Concurrenz verschiedener Schlieren wird ein wechselnder Karakter der Ausbruchs-Erscheinungen bedingt.

[2]) Das Letztere wird wesentlich erleichtert durch infiltrirendes Wasser.

Digitized by Google

auf die Frage ein, indem er behauptet, Erweichung des Magma sei Voraussetzung jedes Ausbruches.[1])

Die Erweichungs-Grenze wird innerhalb weiter oder enger Grenzen schwanken, je nachdem die Eruption lebhaft oder träge ist. Tritt vollständige Stockung ein, so muss in der Tiefe Verfestigung erfolgen und die vulkanische Tätigkeit kann nur durch eine neuerliche Dislocation wieder eröffnet werden. Dies Ereigniss wiederholt sich leicht, da gewisse Spannungen in der Erdkruste durch lange Zeiträume existiren (bez. sich nach jeder Auslösung bald wieder neu bilden; s. Dislocation).

Von welcher Seite wir uns der vorliegenden Frage nähern mögen, das Resultat unserer Betrachtung ist, dass das Magma im Wesentlichen aus Stoffen besteht, deren Erstarren durch Druck begünstigt wird.

Eine Gegenprobe unterstützt die Richtigkeit dieser Annahme. Gesetzt, das Magma bestünde aus Körpern, deren Verfestigung durch Druck verzögert wird; wie müsste sich die Masse alsdann verhalten? — Geradeso wie Eis, welches einem bedeutenden Drucke ausgesetzt ist. Die Masse müsste selbst in relativ kühlen Regionen noch flüssig sein. Ein solches Verhalten lässt sich aber weder mit der Starrheit der Erde, noch mit den Ausbruchs-Erscheinungen in Einklang bringen. Jede Druck-Erleichterung (in Folge eines Risses) würde das Erstarren des entlasteten und überschmolzenen

[1]) Fisher meint, die zur Erweichung erforderliche Druckverminderung müsse dort eintreten, wo infolge der Gebirgsbildung eine Antiklinale sich aufstaue (Geol. mag. 1868, p. 494). Scrope ist dagegen der Ansicht, Injection und Eruption seien an Synklinalen gebunden, weil bei diesen die entstehenden Spalten nach unten klaffen (Volc. 1825, p 33). Ich lege auf die Faltung kein Gewicht und halte die Gebirgsbildung für die vorliegende Frage nur insoferne für bedeutungsvoll, als sie Risse in der Erdkruste herbeiführt. Die Spalten haben Entlastung, Erweichung, Injection und möglicher Weise Eruption zur Folge.

Hieraus folgt nicht, dass Mallet's Hypothese unhaltbar, wohl aber, dass sie nicht die einzige Lösung gewährt. Gewichtigere Einwendungen, als auf diesem indirecten Wege findet man, wenn man die Prämissen Mallet's und seiner Vorgänger der Kritik unterzieht. Ich verweise auf Roth: Z. geol. Ges. 1875, Fisher, Geol. mag. 1875 und Reyer: Fysik d. Erupt. 1877.

Digitized by Google

Magma zur Folge haben. Die Spalte würde sogleich mit einem Erstarrungs-Pfropfen verlegt. Eine Eruption wäre unter dieser Voraussetzung unmöglich.

Rückschliessend dürfen wir demnach jeden Ausbruch als einen neuerlichen Beweis für die Richtigkeit unserer Ableitung betrachten und so werden wir auch durch diese Betrachtung zu der Überzeugung geführt, dass das Magma im Wesentlichen aus Körpern besteht, welche durch Druck verfestigt, durch Entlastung aber verflüssigt werden.

Ansichten über die Ursachen der Eruptionen. A. Centralglut; B. chemische und C. mechanische Hypothesen; D. Resultat.

A. Die Gelehrten des Altertums stellten sich vor, dass in den Tiefen der Erde Feuer, Wind oder Dampf eingeschlossen seien. Diese brächen mitunter durch. Genüge der Andrang nicht, so entstünden Beben. [1])

Die Anschauungen über eine eruptionsfähige Centralglut giengen auch dem Mittelalter nicht verloren, doch kamen die Gelehrten jener Zeit über theologisch-aristotelische Reflexionen nicht hinaus.

Tiefer wird die Frage gefasst von Descartes, welcher sich das ganze Erdinnere von Glut erfüllt denkt und diese Glut in Zusammenhang bringt mit anderen kosmischen Fänomenen. Descartes stellt die Hypothese auf, die Erde sei einmal so beschaffen gewesen wie die übrigen Gestirne. Im Laufe der Zeit aber sei sie abgekühlt; unter der steinigen Erstarrungs-Kruste liege glutflüssiges Gestein. [2])

Newton glaubt in der Abplattung der Erde einen Beweis für deren ehemals glühenden Zustand zu finden. [3]) Dieses Argument ist aber nicht stichhältig, denn auch eine rotirende

[1]) Anaxagoras, Empedokles, Aristoteles, Seneca, Plinius. Die Alexandriner, welche die Kraft des eingeschlossenen Wasserdampfes experimentell erläutert hatten, bezeichnen den Dampf als das Agens.

[2]) Descartes: Princ. Phil. 1644.

[3]) Newton: Princ. mat. 1687.

Digitized by Google

Schlammkugel wird sich abplatten. Dass die Abplattung von einem ehemals glühenden Zustand der Erde herrührt, kann nur abgeleitet werden aus der Analogie der Erde mit den Gestirnen und somit kommen wir auf Descartes Begründung zurück.

Steno, Kircher (1664) und Leibniz schliessen sich dieser Anschauung an. Der letztere lehrt, die Erde sei ein glühend flüssiger Ball gewesen, welcher die Luft in Blasen ausgeschieden habe. [1]) Die italienischen Vulkanologen, ferner Buffon (1749), Hutton, Faujas, Dolomieu sind sämmtlich Anhänger der Lehre vom Centralfeuer. Dieses wird von ihnen als die Ursache der Vulkanausbrüche, der Beben und der heissen Quellen bezeichnet.

B. Der besagten Lehre standen seit alten Zeiten entgegen jene Hypothesen, welche die Vulkane auf lokale Prozesse zurückführen. Diese Lokal-Hypothesen kann man einteilen in chemische und mechanische. Die ersteren sollen zunächst betrachtet werden.

Den Griechen waren Mischungen von Schwefel, Bitumen, Nafta, ungelöschtem Kalk, Salpeter und anderen Substanzen bekannt, welche ein unverlöschliches Feuer erzeugten und ohne Luftzutritt brannten. [2]) Es lag nahe, solche Brandsätze in der Erde anzunehmen. Möglicherweise haben schon die Alchymisten des Mittelalters sich dahin ausgesprochen. Die älteste bezügliche Ansicht finde ich bei Ittigius, welcher behauptet, so oft die Stürme in die Tiefen der Erde drängen, würden dort die Brandsätze entflammt, neuerlich lodere dann das unauslöschliche Feuer. [3])

Capoa verweist auf die Tatsache, dass auch durch chemische Einwirkung von Säuren und Erzen, Kalk und Wasser, Schwefelsäure und Wasser grosse Hitze entsteht; er führt die vulkanische Hitze gleichfalls auf chemische Prozesse zurück. [4])

[1]) Leibniz: „Protogaea". Acta erud. 1693 und ed. Scheid.

[2]) Thuccidides II. Lucanus III. und X. Vergl. Biringuccio X.

[3]) Ittigius: De montium incendiis 1663. Kap. 10—12.

[4]) L. da Capoa: Natura delle Mofette 1683, 127; p. 1 f. bringt der Autor reiche Literatur.

Digitized by Google

Viele spätere Autoren brachten die Hypothese von den Feuersätzen vor. [1])

Eine andere Variante der chemischen Hypothesen trifft man bei Agricola. Dieser Autor verweist auf den Kolberg bei Zwickau, Sachsen, an welchem ein Steinkohlenbrand Frittungs-Erscheinungen bewirkt, welche den vulkanischen glichen. Der Autor meint, dass manche Vulkane einen ähnlichen Ursprung haben dürften. [2]) Pallas, Werner, Krüger u. a. denken gleichfalls an Kohlenbrände als Ursachen der Vulkane. [3])

Eine dritte Variante der chemischen Hypothesen bringt Lister. Er verweist auf die Tatsache, dass die Kieslager und Alaunschiefer sich (durch Oxydation) erhitzen, und meint, hierdurch könnten vulkanische Ausbrüche verursacht werden. [4])

Lemery mischt Eisenfeile mit Wasser und Schwefel und überlässt den Brei sich selbst. Nach einiger Zeit erwärmt sich die Masse, Dämpfe qualmen weg, der Haufen schwillt und birst und in seiner Tiefe sieht man die entfachte Glut. Dieser Versuch brachte die besagten Hypothesen zu grossem Ansehen.

Wie die alchymistisch gebildeten Autoren jener Zeit über den Prozess dachten, entnimmt man aus Henkel's Kieshistorie (1725, p. 867), in welcher behauptet wird: „Nicht das Wasser, nicht das Feuer wirken da, sondern die Luftmaterie mit ihrem sanften Anfall, webenden Umgebung und schleichenden Eindringung wirkt und schafft. Dieses Luftwesen, dieser Schleicher, wird hier zum Ritter, allen denjenigen zum Nachdenken, die bei ihren abgesehenen Siegen nur mit scharfem höllischem Wasser, ja mit Feuer um sich werfen und ihren Feind doch gar nicht treffen. Der Kies aber ist die Festung,

---

[1]) Mem. Acad. 1696, Gassendi, Muschenbröck: Naturlehre 1740, § 1709; Boerhaave: Elem. Chim. 1752, I. 142, II. 207.

[2]) Agricola: De ortu subterr. II.

[3]) Pallas: Voyage. Trad. II. 110: Krüger: Gedanken von der Steinkohle. § 16.

[4]) Lister: Phil. Trans. London 1684. Viele Daten über die natürliche Erhitzung der Kiese bringen Berger, D. Fischer u. a. Vgl. C. F. Schultze: Fys. Betrachtung der Erdbeben, 1754. Kirwan: Mineralogie, Voigt: Gebirgslehre 1786, p. 35.

Digitized by Google

welche von dem Luftwesen nicht bestürmt, sondern umschlichen und erobert wird".

So erklärte jene Zeit bildlich jenen schleichenden Oxydations-Prozess, dessen Bedeutung für die vulkanischen Ausbrüche von vielen Forschern behauptet wurde.

Gay Lussac meint, dass in der Tiefe anhydre Chloride existiren, welche sich mit dem infiltrirenden Wasser verbänden, diese Verbindung verursache die Ausbrüche. [1])

Davy hat später die Oxydations-Hypothese in einer neuen Variante vorgebracht. Er meint, dass die Kohlenbrände wohl nie so lebhaft sein konnten, dass dadurch bedeutende Silicatmassen geschmolzen wurden; die Kies-Hypothese bezeichnet er als unrichtig, weil man nirgends jene Vitriolmassen trifft, welche durch diesen Prozess erzeugt würden. Dagegen meint Davy, dürften wohl im Erdinneren grosse Massen unoxydirter Metalle (insbesondere Alkalimetalle) vorhanden sein, welche, durch infiltrirendes Wasser oxydirt, Eruptionen veranlassten. [2]) Volger denkt an lokale Zersetzungen der Gesteine in der Tiefe. Die Vulkane vergleicht er mit aufbrechenden Geschwüren. [3]) Daubrée bezeichnet die Hydratbildung als Ursache lokaler Wärmeentwicklung und Anschwellung. Er meint, die aufschwellenden Massen könnten unter Umständen eruptionsfähig werden. [4])

C. Schon Descartes, der Begründer der Lehre von der Centralglut, sprach den Gedanken aus, dass durch die „Reibung einstürzender Gesteinsmassen" Schmelzprozesse eingeleitet werden könnten. [5]) Franke greift den Gedanken auf und leitet die vulkanischen Ausbrüche sammt den sie begleitenden elektrischen Fänomenen von örtlichen Reibungen in der Erdfeste ab. [6])

[1]) Gay Lussac: Ann. Chim. 22, p. 45.

[2]) Davy: Phil. Trans. 1828, Ann. Chim. Phys. Vol. 38 und Leonhard Z. Min. 1829, p. 29 f.

[3]) Volger: Erde und Ewigkeit 1857.

[4]) Daubrée: Metamorf. übers. 1861, p. 109.

[5]) Descartes: 1644 ed. Cousin 1824, III, 411 f.

[6]) Franke: Ursache des Erdbebens 1756, p. 3.

Digitized by Google

Volger, Prevost,[1]) Mohr, Vose, Wurtz haben die Umwandlung der mechanischen Bewegung in Wärme neuerdings ins Auge gefasst und die geologische Bedeutung dieser Wandlung hervorgehoben. Am eingehendsten wurde die mechanische Hypothese von Mallet behandelt.

Dieser Forscher geht von der folgenden Betrachtung aus:

Wenn die Erdkruste frei über dem Kern schwebte, würde diese geschlossene Gesteinswölbung in Folge der Gravitation in sich einen Druck erdulden, welcher mehrere 100mal grösser wäre, als jener Druck, bei welchem unsere festesten Gesteine zermalmt werden.[2]) Hieraus folgt, dass, wo immer in grösserer Tiefe bedeutende Hohlräume entstehen, die überlastenden Gesteine zermalmt werden und nachsinken müssen.

Nun wird bei jeder Zertrümmerung ein Teil der Arbeit in Wärme umgesetzt; bei sehr unelastischen, leicht zertrümmerbaren Körpern ist der beziehungsweise Betrag der Wärmeentwicklung bedeutend.

Die Gesteine gehören in diese Classe;[3]) die durch ihre Zertrümmerung unter den besagten Verhältnissen entwickelte Wärme genügt, um einen Teil derselben zu schmelzen. So sind die lokalen Senkungen und Quetschungen (welche in Folge der Zusammenziehung der Erde entstehen sollen) nach Mallet's Ansicht Ursache der vulkanischen Prozesse.[4])

Gegen diese Hypothese, welche für die Lehre vom Metamorfismus Bedeutung erlangt hat, ist Folgendes einzuwenden:

1. Die Vulkane fallen gerade nicht in die Region starker

[1]) Prevost C. R. 31, p. 461.

[2]) Belli (Giorn. Istit. Lomb. 1850 II); vgl. Fisher Geol. Mag. 1868, p. 295.

[3]) Bei der Zertrümmerung von Marmor werden 92 % der angewandten Energie in Wärme umgesetzt.

[4]) Mallet: Phil. Trans. 1873, 163 p. 147; Fisher wendet ein, die Zerquetschung werde sich auf die ganze betroffene Masse verteilen und dann werde die Wärmeentwicklung nicht zur Schmelzung genügen (Phil. Mag. 1875, 301); Mallet erwidert, die schwächsten Teile müssten zuerst weichen, in ihnen concentrire sich die Wärme und bewirke die Schmelzung. Petrino (Entstehung der Gebirge 1879, p. 60) schliesst sich Mallet an und meint, durch Gebirgsstauung könne lokal ein glühendes Magma entstehen. (Auch Schlammvulkane und heisse Quellen werden auf diesen Vorgang zurückgeführt.)

Digitized by Google

Faltung und Gebirgsbildung, was nach Mallet's Hypothese zutreffen müsste.

2. Wenn die Laven nur zerquetschte Gesteinsmassen sind, müsste man nicht bloss Silikat-, sondern auch Kalk-, Sandstein- und Quarzit-Ergüsse treffen, denn die Zerquetschung kann auch in jenen Tiefen vorkommen, in welchen solche Gesteine anstehen.

Jedenfalls müsste man Mallet's Hypothese zufolge Breiarten von allen möglichen Temperaturen, von verschiedenster Zusammensetzung und von verschiedenstem Grade der Durchwässerung treffen, was nicht der Fall ist.

D. An anderem Orte wurde gezeigt, dass die Zerstäubung, das Wallen und Exhaliren der Laven auf die im Glutbrei enthaltenen Liquida zurückzuführen ist und dass die Liquida seit Beginn der Erdenbildung im Magma enthalten sind.

Diese Gase wurden von den Alten bereits auch als Ursache der vulkanischen Durchbrüche betrachtet. Man stellte sich vor, die Winde suchten und verursachten den Durchbruch, und meinte, wenn ihnen der Durchbruch nicht gelänge, kollerten sie herum und verursachten die Beben.[1]) Humboldt hat in diesem Sinne die Vulkane als Sicherheitsventile und die Ausbrüche als Reaction des Erdinnern gegen die Kruste bezeichnet. Das ist aber falsch. Die Abkühlung der Erde ist derzeit soweit vorgeschritten, dass die Tension der Dämpfe in keiner Tiefe der Erde genügt, um die überlagernden Lasten zu heben; von einem eigenmächtigen Durchbruche der Gase kann nicht die Rede sein. Wie die gespannte Kohlensäure im Syfon das Aufsteigen und Sprudeln des Säuerlings, nicht aber dessen Durchbruch durch das Ventil bewirkt, so verursachen die Gase im Magma allerdings auch das Aufsteigen und Zerstäuben des Glutbreies, sie sind aber nicht im Stande, sich selbst den Weg bis an die Erdoberfläche zu machen. Beim Syfon öffnet ein Druck unserer Hand das hinderliche Ventil; in analoger Weise werden durch Tensionen

[1]) Vgl. u. a. Plinius: ferner Bagliv: Op. p. 529 f.; Derham: Fysico-theolog. III, Cap. 3; Phil. Trans. II, 392; Misson: Reise II, 205; Humboldt u. a.

Digitized by Google

in der Erdkruste Risse geschaffen, welche dem Magma gestatten, emporzudringen. Die ungleiche Zusammenziehung der Erde verursacht die Spaltbildung, die Entbindung der Gase aus dem Magma verursacht[1]) aber das Empordringen und Zerstäuben der Lava. —

Die Eruptivgesteine.

Mineralische und texturelle Typen.

Wenige Elemente (O. Si. Al. Fe. Ca. Mg. K. Na.) und wenige Minerale bilden die Hauptmasse der Erdkruste. In den Eruptivgesteinen treten die folgenden Minerale (bez. Mineralgruppen) quantitativ vor: Quarz, Feldspat, Amfibol, Pyroxen (sammt dessen rombischen Vicaren), Glimmer, Olivin, sowie die Zersetzungs-Producte dieser Minerale. Dieselben Minerale treffen wir natürlich auch in den durch die Zerstörung der Eruptivmassen gebildeten Sedimenten. Alle übrigen Elemente und Minerale (sogar der organogene Kalk) sind quantitativ unbedeutend.

Die gemeinsten chemisch-mineralogischen Typen des Magma sollen im Folgenden karakterisirt werden: In Fig. 171 sind dieselben systematisch nach ihrer chemischen Zusammensetzung (nach dem percentuellen Verhältnisse der Oxyde) angeordnet. Ich unterscheide 1. Quarz-Magma = Granit, Liparit; 2. kieselreiches Feldspat-Magma = Syenit, Trachyt; 3. Augit-Magma = Diabas, Gabbro, A. Andesit; 4. Olivin-Magma = Basalt, Olivingabbro. (Mittelwerte der Analysen folgen später sub „Paralleltypen".) Die kieselreichen Gesteine sind licht, die basischen dunkel, die ersteren sind spezifisch leichter und im allgemeinen gegen chemische Agentien und Verwitterung widerstandsfähiger als die basischen Gesteine. Im kieselreichen Magma dominiren Quarz und kieselreicher Feldspat, im basischen treffen wir dagegen die basi-

[1]) Durch den Druck der Erdkruste allein könnte die Lavamasse nicht über die Erdoberfläche emporgedrängt werden.

Digitized by Google

schen Glieder der Feldspatreihe, Hornblende, Magnesiaglimmer, Pyroxen (und Vicare) und Olivin.

Die verschiedenen Mineralmischungen kommen in verschiedener textureller Ausbildung vor, und zwar sind zwei wesentliche Gegensätze zu unterscheiden: der vollkrystalline Typus mit Flüssigkeits-Einschlüssen und der Lava-

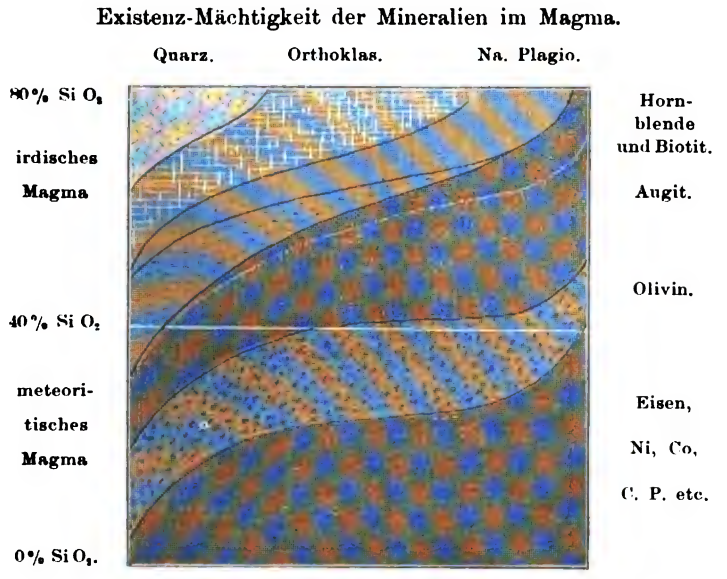


Fig. 169 und 170.

Typus, welcher meist schlechter individualisirt ist und statt der Flüssigkeits-Einschlüsse Gasporen und Glaseinschlüsse führt. Während die mineralischen Gegensätze durch die verschiedene chemische Zusammensetzung des Magma bedingt werden, hängt die Textur von der Genesis des Gesteines ab. 1. Unter bedeutendem Druck erstarrt das Magma granitisch; 2. unter geringem Druck (an der Erdoberfläche oder im seichten Meer) nimmt es dagegen den Habitus der Lava an. Der texturelle Gegensatz ist so auffallend, dass man seit jeher die Laven von bestimmter Zusammensetzung unterschieden hat von den mineralisch analogen Graniten. Die Lava-Facies des Typus Granit heisst Liparit (bez. Trachyt), die Lava des Diorit wird als Hornblende-

Digitized by Google

Andesit bezeichnet, der granitische Typus der Augitgesteine (sammt Vicaren) wird als Diabas bez. Gabbro, der entsprechende Lava-Typus als Augit-Andesit bezeichnet u. s. f.

Einschneidend und genetisch wohl begründet ist dieser Gegensatz zwischen den granitischen Gesteinen und den Laven; eine beschränktere Bedeutung hat die Ausscheidung anderer textueller Typen, unter welchen die zwei folgenden hervorzuheben sind: 1. die kieselreichen Laven neigen (in höherem Grade als die basischen) zu glasiger und blasiger Ausbildung (Obsidian- und Bimsstein-Facies); 2. treffen wir bei vielen Gesteinen jenen texturellen Typus, welchen man als den porfyrischen bezeichnet und welcher sich durch das Vorkommen grösserer Krystalle in einer Grundmasse auszeichnet. Die porfyrischen Gesteine sind auffällig und haben deshalb in der Nomenclatur eine besondere Beachtung gefunden; eine tiefere Bedeutung scheint die Porfyr-Facies aber nur bei dem kieselreichen Magma zu haben. Da steht der Porfyr (Quarzporfyr) allerdings in Bezug auf spezifisches Gewicht, Textur und Einschlüsse zwischen dem Granit und den entsprechenden Laven (Liparit bez. Trachyt). Die (mittleren) spezifischen Gewichte der vier chemisch gleichwertigen Facies-Typen sind im Folgenden ersichtlich:

Granit	Quarzporfyr	Liparit	Obsidian
2·66	2·58	2·54	2·4

Das Porfyr-Magma ist offenbar lockerer gefügt [1]) als das granitische, dagegen dichter als die entsprechende Lava, während das Lavaglas (Obsidian) den höchsten Grad molekulärer Auflockerung darstellt. Es ist demnach wahrscheinlich, dass der Porfyr unter mässigem Druck entstand, [2]) während der Granit unter hohem Druck, Trachyt und Obsidian aber an der Erdoberfläche sich ausbilden.

[1]) Die Petrografen bezeichnen das afanitische Gefüge fälschlich als „dicht", obwohl ein solches Gestein in der Tat weniger dicht ist als der entsprechende Granit. Dieser Missbrauch des Namens sollte vermieden werden.

[2]) Die am Mulat beobachteten Beziehungen zwischen Granit- und Porfyrfacies sprechen für diese Anschauung; s. Predazzo.

Digitized by Google

Dass der Porfyr übrigens nicht immer unter wesentlich anderen genetischen Verhältnissen als der Granit entstand, beweisen die porfyrischen Schlieren (mit mikrogranitischer, bez. felsitischer Grundmasse), welche man mitunter im Granit antrifft. Offenbar können wenig imprägnirte Partien des Magma selbst unter hohem Druck porfyrischen bez. mikrogranitischen Habitus annehmen, während stärker imprägnirte Massen unter denselben Verhältnissen granitisch erstarren. Überdies treffen wir den porfyrischen Habitus auch häufig bei den Laven. Beide Erscheinungen sprechen dafür, dass die porfyrische Textur eine nebensächliche, von den genetischen Verhältnissen, insbesondere dem Druck ziemlich unabhängige Facies-Erscheinung des Magma ist.

In der petrografischen Systematik werden jene Granite und Laven (und die porfyrischen Varianten beider Typen), welche die gleiche mineralische Zusammensetzung haben, als Äquivalente nebeneinander gestellt; in der Tat sind sie aber nicht genau chemisch äquivalent. Sie unterscheiden sich nicht bloss texturell, sondern auch chemisch, indem ihr mittlerer Kieselsäure-Gehalt z. B. in Typus I folgendermassen variirt:

Granit	Quarzporfyr	Liparit
72	74	76

Diese Verschiedenheit hat offenbar ihren Grund in den abweichenden genetischen Verhältnissen: Ein Magma von mässigem Kieselgehalt kann allerdings unter hohem Druck (wenn die Liquida zurückgehalten werden) die überschüssige SiO_2 als Quarz ausscheiden; wenn es hingegen an die Erdoberfläche tritt und demgemäss als Lava erstarrt, bleibt die freie SiO_2 eventuell im amorfen Zustande in dem nicht individualisirten Teile der Grundmasse enthalten. Das Gestein wird aber dann natürlich nicht zum Liparit, sondern zum Trachyt gerechnet. Nur sehr kieselreiches Magma wird, unter der Voraussetzung guter Imprägnation, selbst an der Erdoberfläche die überschüssige SiO_2 in Form von Quarz abscheiden und hieraus erklärt es sich, warum die Liparite durchschnittlich einen viel höheren Kieselgehalt aufweisen als die mineralisch identen Granite.

Digitized by Google

Existenzgrenzen der Minerale: Chemische Bedingungen.

Je nach dem chemischen Bestande bilden sich im Magma verschiedene Minerale aus, und zwar zeichnen sich dieselben durch spezifisch verschiedene Existenzgrenzen aus. Plagioklas, Hornblende und dunkler Glimmer finden sich im kieselreichen wie im basischen Magma. Quarz und Kaliglimmer scheiden sich nur in kieselreichen Gesteinen aus, Augit hält sich vorwiegend, Olivin fast immer an basisches Magma.

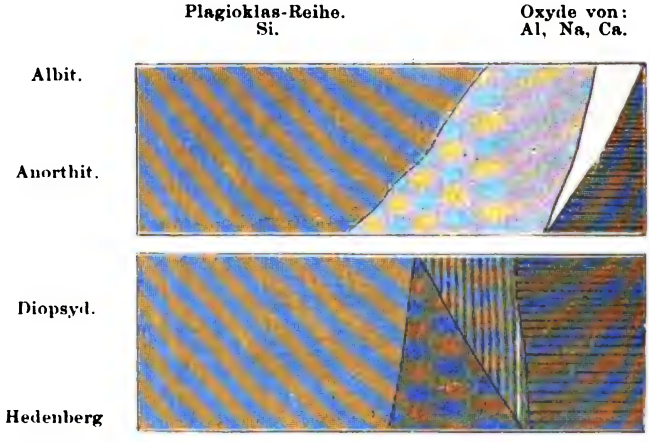


Fig. 170a.

Fig. 170b.

Obwohl die basischen Gesteine immerhin noch viel SiO_2 enthalten und obwohl das kieselreiche Magma die basischen Elemente, welche zum Aufbau von Augit und Olivin nötig sind, beherbergt, scheidet sich doch im ersten Falle kein Quarz, im letzteren Falle kein Augit bez. Olivin aus.[1]) Bei einer gegebenen Gesellung von Elementen bilden sich eben

[1]) Ausnahmen von den Associations-Regeln sind selten (primärer Quarz in Basalt und Eisenolivin neben Tridymit im Ryolit etc.) Diller, Iddings. A. J. 1887 Jan., p. 37, 49. Solche Gesellungen sind immer nur lokal und exceptionell, sie karakterisiren niemals etwa alle Gesteine eines Gebietes. Ich vermute, dass es sich hier überhaupt nur um Grenzgebiete zwischen sauren und basischen Schlieren handelt, wo heterogene Associations-Kreise fortwährend einander begegnen Tritt die Mischung erst kurze Zeit vor dem Erstarren ein, so kann natürlich jede absurde Association erhalten bleiben.

Digitized by Google

bestimmte Minerale mit Vorliebe und mit Ausschluss anderer und zwar zeigt es sich, dass einzelne Minerale grosse chemische Schwankungen vertragen, während andere gegen Änderung des chemischen Bestandes besonders empfindlich sind.

Die schematische Fig. 169 stellt die Existenzgrenzen

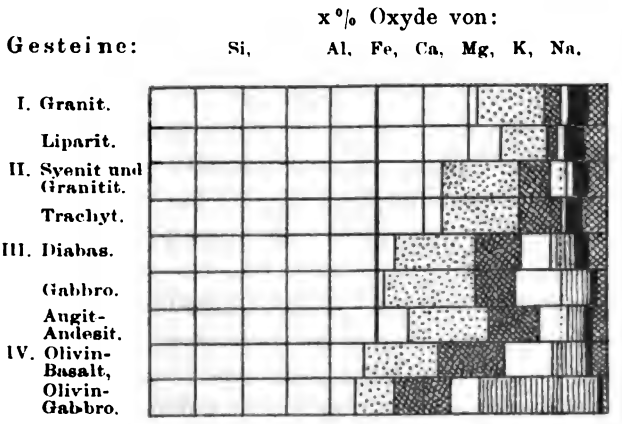


Fig. 171.

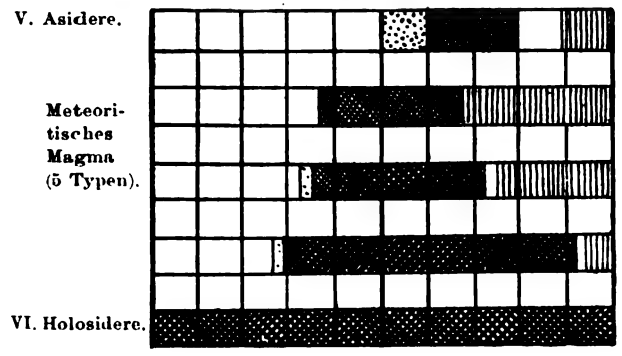


Fig. 172.

der wichtigsten Bestandteile des Magma dar, und zwar sind in der oberen Hälfte der Figur die mineralischen Verhältnisse des irdischen Magma, in der unteren Hälfte hingegen jene des meteorischen Magma dargestellt. Die Gesteine sind nach ihrem Kieselgehalt 80—0% angeordnet, und zwar unterscheide ich vorwiegend die vier Typen: 1. Granit, 2. Syenit, 3. Diabas, 4. Olivingesteine.

Digitized by Google

Die obere Hälfte der Figur gibt bez. der Existenzgrenzen der Minerale im irdischen Magma folgende Aufschlüsse:

Quarz beherrscht die kieselreichen Gesteine; in einem Magma, welches weniger als 70% Si O_2 enthält, bildet er sich nur unter besonders günstigen Bedingungen (Tonalit mit 66—62% Si O_2). Das Auskeilen des Quarzfeldes in Fig. 169 stellt diese Tatsache dar. Orthoklas herrscht in den zwei obersten (kieselreichen) Gesteinstypen I. II. In Gesteinen mit weniger als 60% Si O_2 kommt er nur unter günstigen Bedingungen zur Ausbildung, so in der Minette, welche selbst bei einem Gehalt von nur 50% Si O_2 (in Folge ihres Reichtums an K) noch Orthoklas enthält. Das Feld, welches die Existenzgrenze des Orthoklas darstellt, keilt demgemäss aus, bevor es jene Horizontallinie erreicht, welche einen Gehalt von 50% Si O_2 repräsentirt.

Der Natron-Plagioklas (vorwaltend Oligoklas) herrscht in den Typen I. II., der Kalk-Plagioklas (Labrador, Anorthit etc.) herrscht in III, IV. Gegen oben keilt das Existenzfeld aus, während Oligoklas vortritt. Hornblende und dunkler Glimmer kommen in den drei obersten Typen vor, dominiren aber nur in gewissen Gesteinen des Typus II. Augit kommt in III zur Herrschaft und keilt unter IV aus. Olivin beginnt in III und herrscht in IV. Die Fortsetzung der Existenzfelder der letztgenannten Minerale im meteoritischen Magma ist aus Fig. 170 ersichtlich. Ich habe die Existenzgrenzen in der Vertikal-Richtung der Fig. 169 eingezeichnet; die Breite der Felder drückt annähernd die Mengenverhältnisse aus, in welchen die verschiedenen Minerale in den gemeinsten irdischen bez. meteoritischen Gesteinen herrschen; durch beide Momente wird die Existenz-Mächtigkeit eines Minerales bestimmt.

Man sieht: Hornblende und Magnesiaglimmer haben zwar weite Existenzgrenzen, dagegen eine beschränkte Existenz-Mächtigkeit; nur in wenigen Gesteinen dominiren sie quantitativ. Für Augit und Olivin gilt das Entgegengesetzte: sie haben beschränkte Existenzgrenzen, innerhalb dieses Gebietes haben sie aber dafür eine grosse quantitative Bedeutung.

Die auffallend weiten Existenzgrenzen des Plagioklas und der Hornblende erklären sich, wenn man bedenkt, dass unter

Digitized by Google

diesem Namen eben nicht eine bestimmte Mineralspecies, sondern eine Reihe mineralisch ähnlicher Gebilde begriffen werden. Durch die isomorfe Mischung der Albit- und Anorthit-Substanz entsteht die in Fig. 170a grafisch dargestellte Plagioklasreihe.

In der folgenden Tabelle sind die typischen Mischungs-Verhältnisse notirt (Tschermak).

Plagioklas-Reihe.

	Verhältnis der Äquivalente	Oxyde von				Spezif. Gewicht
		Si.	Al.	Na.	Ca.	
Albit	1 : 0	68·6	19 6	11·8	0	2·624
Oligoklas . . .	6 : 1	64·7	22·3	10	3	2·645
	3 : 1	61·9	24·2	8·7	5·2	2·659
	2 : 1	59·7	25·6	7·7	6·9	2·671
Labradorit . .	1 : 1	55·4	28·5	5·7	10·4	2·694
	2 : 3	52·9	30·3	4·5	12·3	2.708
Anorthit . . .	1 : 8	45·7	35·1	1·2	18	2·747
	0 : 1	43	36 9	0	20·1	2·758

Si O_2 nimmt in der Reihe ab von 68·6 auf 43, $Al_2 O_3$ nimmt zu von 19·6 auf 36·9, der Natrongehalt nimmt ab von 11·8 bis 0, während der Kaligehalt umgekehrt von 0 bis 20·1 wächst. Dies Vicariren der Bestandteile ermöglicht und erklärt die Bildung des Plagioklas in Magmen von so verschiedener Zusammensetzung: Im kiesel- und natronreichen Magma bildet sich Natron-Plagioklas, während sich im basischen, kalkreichem Magma Kalk-Plagioklase ausscheiden. Die einzelne Species einer Mineralreihe braucht durchaus keine grosse Existenz-Zähigkeit zu besitzen, während die Existenz-Schmiegsamkeit der ganzen Reihe doch sehr bedeutend sein kann.

In beschränkterem Masse weisen auch Pyroxen und Amfibol ein Vicarien verschiedener Molekülgruppen auf, in Folge dessen auch diese Minerale sich in chemisch verschiedenartigen Magmen ausbilden können. Die Pyroxen-Reihe führt vom magnesiareichen und nahezu eisenfreien Diopsyd bis zum eisenreichen Hedenbergerit (s. Fig. 170b).

Die rombischen Vicare der Pyroxenreihe stellen gleichfalls eine Übergangsreihe dar, welche vom eisenarmen Enstatit

Digitized by Google

und Bronzit zum eisenreichen Hypersthen führt. In gleicher Weise stellen auch Hornblende und Glimmer chemische Übergangsreihen dar, wodurch die Existenzgrenzen all dieser Minerale erweitert werden.

Dass vor allem die verschiedene Basicität der Gesteine die Ausbildung bestimmter Minerale bedingt, ist klar, es kommt aber auch vor, dass Magmen von gleichem Kieselgehalt in Bezug auf ihre übrige elementare Zusammensetzung stark abweichen. Wie das bei den Eruptionen geförderte Magma

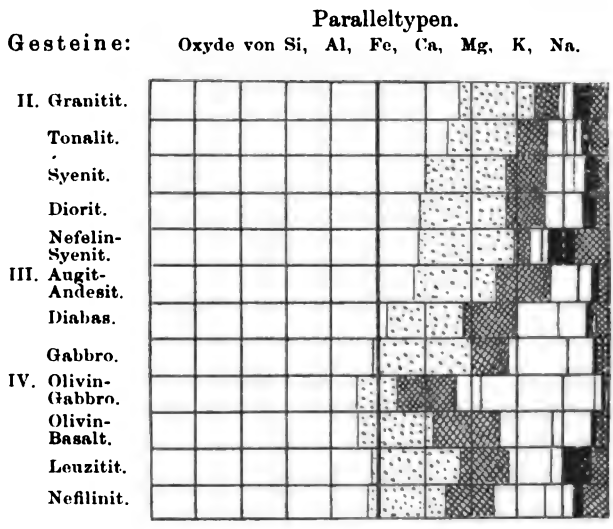


Fig. 173.

schlierenweise variirt, so schwankte eben auch schon in jenem Dampfball, aus welchem sich unsere Erde condensirte, die Gesellung der Elemente innerhalb gewisser Grenzen. Bei gleichem Si-Gehalt konnten verschiedene Dampfschlieren doch abweichen in Bezug auf die Mischung der übrigen Elemente und diese Differenzen haben sich auch nach erfolgter Condensation erhalten und die Ausbildung bestimmter Minerale bedingt. In dem einem Magma treffen wir auffallend viel K, während in einem andern Magma von gleichem Si-Gehalt das Fe vorwaltete; natürlich müssen sich demgemäss verschiedene Minerale ausscheiden. Die Typen unserer chemischen Reihe zerfallen demzufolge in verschiedene

Digitized by Google

Paralleltypen, (Fig. 173)

welche bei gleicher Basicität ein verschiedenes Mischungs-Verhältnis der Basen aufweisen und deshalb auch mineralogisch verschieden ausgebildet wurden; neben den Plagioklas-Gesteinen treffen wir chemische Paralleltypen, welche statt des Plagioklas Nefelin oder Leuzit führen u. s. f.

Ich gebe zunächst die Mittelwerte [1]) der granitischen Gesteine und der Laven von Typus I bis IV (s. Fig. 171), dann gebe ich die Mittelwerte der ganzen Gruppen, um die Abweichungen der Paralleltypen mit diesen zu vergleichen. Fig. 173 stellt die Paralleltypen grafisch dar.

x % Oxyde der folgenden Elemente.

	Si.	Al.	Fe.	Ca.	Mg.	K.	Na.
I. Granit	72	15	3	1·7	0·3	4·4	3·4
Liparit . . .	76	12	2	1	0·3	3·5	4·6
II. Syenit, Granitit	64	16	7	4	1·7	3	3·4
Trachyt . . .	64	17	6	2	1	4	5
III. Diabas . . .	54	17	10	6	5	2	4
Gabbro . . .	52	19	8	10	6	1	2
Aug. Andesit .	57	16	12	6	3	1·6	3
IV. Olivinbasalt . .	47	16	14	11	7	1·3	3
Olivingabbro [2]) .	45	8	12	6	27	0·4	0·5
Olivinfels . .	38	0	9	0	50	0	0
Mittelwerte der Gruppen							
I.	74	14	3	1·5	0·3	4	4
II.	64	17	6	3	1·3	3·5	4
III.	52	18	10	9	5	1·4	3
IV.	45	8	12	6	28	0·5	1

Wir sehen: Si und K nehmen in I bis IV ab, Fe, Ca, Mg nehmen entsprechend zu (Ca vermindert sich dann wieder zu Ende der Reihe IV). Al und Na sind nahezu constant in den ersten drei Gruppen und schwinden erst namhaft im Olivinmagma.

[1]) Es wurden nur jene Analysen berücksichtigt, welche sich auf wohl definirte Gesteine beziehen. Bei den afanitischen Gesteinen wurden nur Analysen der jüngsten Zeit verwertet (Roth, Beitr. Petrogr).

[2]) Wassergehalt (Mittel 12%) wurde abgezogen.

Digitized by Google

Ich zerlege nun den Typus II zunächst in die zwei Varianten Granitit und Syenit und vergleiche diese mit jenen Gesteinen, welche ihnen chemisch und zum Teil auch mineralisch nahestehen und in der Natur auch häufig mit ihnen verbunden erscheinen. Offenbar werden die Unterschiede dieser Typen durch gewisse chemische Abweichungen bedingt.

Typus II bis IV und Paralleltypen. x % der Oxyde von

	Si.	Al.	Fe.	Ca.	Mg.	K.	Na.
II. Granitit . . .	67·6	15·8	5·5	3·0	1·0	3·2	3·4
Tonalit . . .	64·4	14·8	5·8	4	1·8	1·6	3·8
Syenit	59·8	17	8·3	5·3	2·5	2·9	3·3
Diorit	58·4	17·4	8·4	5	2·7	2·9	3·4
Nefelin-Syenit .	58·3	20	3·2	1·9	0·8	6 2	7·1
III. Augit-Andesit .	57	16	12	6	2·6	1·6	3
Diabas	50	17	12	8	6	2	4
Gabbro . . .	50	21	7	12	6	0·6	2
IV. Olivingabbro .	45	8	12	6	27	0·4	0·5
Olivinbasalt . .	47	16	14	11	7	1·3	2·9
Leuzitit . . .	48	19	9	9	3	6·5	3·7
Nefelinit . . .	47	17	10	11	5	2	6

Granitit und Tonalit sind kieselreicher als die übrigen Glieder, sie stehen eigentlich chemisch wie mineralogisch in der Mitte zwischen I und II; der Granitit unterscheidet sich vom Tonalit durch seinen Reichtum an K. Syenit und Diorit anderseits zeichnen sich durch eine höhere Basicität, insbesondere durch einen bedeutenden Eisengehalt aus, wodurch das Vortreten der Hornblende bedingt wird. Die Hornblende kann im Typus II durch dunklen Glimmer vertreten werden (Glimmer-Vicare der Hornblende-Gesteine, Glimmer-Syenit, Glimmer-Diorit etc.). Die Hornblende vicarirt auch mit Augit u. zw. scheiden sich die basischen Bestandteile im Si reichen Magma mit Vorliebe in der Form der Hornblende, im basischen dagegen als Augit [1]) aus, in Magmen von mittlerer

[1]) Nebst der allgemeinen Basicität scheint insbesondere ein höherer Alkali-Gehalt für die Ausbildung von Augit günstig: in den Nefelin- und Leuzit-Gesteinen trifft man häufig Augit, selten Hornblende. Lossen: Z. geol. G. 1883, p. 218.

Digitized by Google

Basicität aber stehen häufig beide vicarirende Minerale nebeneinander.

Neben den Hornblende-Gesteinen habe ich in der vorigen Tabelle den Typus der Orthoklas-Nefelin-Gesteine aufgeführt. Diese gleichen in Bezug auf Basicitat dem Syenit und Diorit, unterscheiden sich aber von den übrigen (Hornblende oder Biotit führenden) Gesteinen des Typus II durch Armut an Eisen und grossen Alkaligehalt. Der Reichtum an Alkalien hat die Ausbildung der Alkalisilicate (Nefelin) bewirkt.

In analoger Weise besitzen auch die Typen III und IV ihre Paralleltypen oder Varianten. Der Augitandesit ist auffallend reicher an Si als die anderen Gesteine der Gruppe III. Der Gabbro ist arm an Eisen, dagegen reich an Kalk, der Olivingabbro unterscheidet sich von allen anderen Gliedern durch einen bedeutenden Mg-Gehalt, während Al und Ca entsprechend zurücktreten.

Es fällt auf, dass unter Umständen ein verhältnismässig geringer Überschuss eines Elementes die Bildung neuer Minerale verursacht. Abgesehen von dem Alkaligehalt stimmt das Nefelin- und Leuzit-Magma mit dem Normalmagma des Typus IV überein. 1—2 % Kali findet man in Gesteinen dieser Basicität in der Regel an. Treten nur noch 4 % Kali hinzu, so ändert sich der ganze mineralogische Karakter des Gesteines: Statt einer Basaltlava bildet sich eine Leuzitlava. In gleicher Weise sind 3 % Natron im basischen Magma normal; es treten noch 3 % Natron hinzu und statt eines Basaltes entsteht ein Nefelinit.

Die Mengen-Verhältnisse der meisten Elemente können innerhalb weiter Grenzen schwanken; es tritt dann nur je nach der elementaren Mischung bald der Feldspat, bald Hornblende und Augit vor, ohne dass der mineralische Karakter des Gesteines sich ändert. Ein Magma von der Zusammensetzung des Typus I kann ebensowohl wie ein Magma von der Zusammensetzung II oder III als Syenit ausgebildet erscheinen; der Kieselgehalt kann schwanken zwischen 70 und 50 % und doch bildet sich nur Feldspat und Hornblende aus. Sobald aber in einem Magma nur wenige % mehr Alkalien oder Mg auftreten, als das normale Magma enthält, bilden

Digitized by Google

sich Nefelin, Leuzit und Olivin und es wird durch diese kleine chemische Variation mit einem Schlage der ganze mineralische Karakter des Magma geändert.

Existenzgrenzen der Minerale. Genetische Bedingungen.

Die Existenz bestimmter Minerale hängt nicht bloss von dem chemischen Bestande, sondern auch wesentlich von den genetischen Verhältnissen ab. Wir treffen in chemisch identen Magmen mitunter verschiedene Minerale oder doch verschiedene Mineral-Varietäten, je nachdem das betreffende Magma granitisch oder als Lava ausgebildet ist. Granit, Quarz, Porfyr und Liparit sind chemisch nahezu ident, doch tritt der Quarz im Granit als letzte Ausscheidung in unregelmässigen Körnern auf (mit Flüssigkeits-Einschlüssen), im Porfyr trifft man gemeiniglich Quarzpyramiden, im Liparit vorwiegend die Combination von Prisma und Pyramide, daneben tritt aber auch Tridymit und amorfe Kieselsäure auf. Ebenso unterscheidet sich der Pyroxen des Gabbro von jenem des Diabas und Augit-Andesit; der Feldspat endlich hat in texturell verschiedenen Gesteinen einen so auffallend verschiedenen Habitus, dass man denselben mit verschiedenen Namen zu bezeichnen pflegt (der glasige, gefrittete Orthoklas der Laven wird als Sanidin bezeichnet). In diesem Falle scheint nicht bloss die äussere Erscheinung des Minerales, sondern auch dessen chemischer Karakter zu variiren. In der Tiefe gebildeter Orthoklas enthält im Mittel 12 (10—14) %, der an der Oberfläche gebildete Sanidin dagegen nur 10 (8—12) % K_2O, der erstere enthält im Mittel 2·5, der letztere dagegen 4·5 Na_2O;[1])

[1]) In Folge der häufigen Durchwachsung mit Albitsubstanz. Diese Durchwachsung erreicht ihr Maximum mit dem Verhältnisse Orthoklas: Albit = 1 : 1. Vgl. die folgenden Werte (Tschermak):

	Verhältnis der Äquivalente Orth. : Albit	Oxyde von Si.	Al.	K.	Na.	Specif. Gewicht
Orthoklas . . .	1 : 0	64·6	18·5	16·9	0	2·558
	2 : 1	65·9	18·8	11·5	3·8	2·577
	1 : 1	66·6	19	8·7	5·7	2·588
Albit	0 : 1	68·6	19·6	0	11·8	2·624

Digitized by Google

In ähnlicher Weise variiren die meisten Minerale formell und chemisch, je nachdem sie in der Tiefe (bathygen) oder nahe der Erdoberfläche gebildet sind. [1])

Unter den genetischen Bedingungen, welche die Ausbildung der Minerale beeinflussen, sind offenbar der Druck und die Durchtränkung besonders bedeutungsvoll. Der Druck ändert die Reihenfolge der Ausscheidungen und dürfte wohl auch die Krystallgestalt influenziren, sicher bedingt er auch in vielen Fällen tiefergreifende chemische Wandlungen, indem er die molekulare Association ändert und Interpositionen, Lösung (Corrosion), Umwandlungen und Zerfällungen bewirkt. Der Augit der langsam und unter hohem Druck erstarrenden Massen wird durch Eindringen der Mutterlauge in die Spaltungsflächen in Diallag verwandelt etc. („Schillerung" der Mineralien), einzelne Minerale werden corrodirt, teilweise oder ganz umgeschmolzen und umkrystallisirt; vor allem aber fällt eine karakteristische Umsetzung auf: Die Oxyde von Fe und Cr, welche in der Tiefe in viel grösseren Mengen in die Constitution der basischen Silicate eingehen, scheiden sich, sobald das Magma an der Oberfläche erstarrt, massenhaft frei aus.[2]) Die Augite, Hornblenden und Olivine der bathygenen Gesteine müssen demzufolge notwendig basischer sein als die betreffenden (reinen) Minerale der analogen Laven.

Anderseits ermöglicht die Durchtränkung des Tiefmagma eine massenhafte Abscheidung von Quarz in der Tiefe, sie verleiht auch dem ganzen Gestein, sowie auch den einzelnen Mineralen durchgehends einen eigentümlichen Habitus. Kommt das Magma zu Tag, so lässt es die Liquida zum

[1]) Man sollte erwarten, dass die gleichen Minerale in bathygenen Gesteinen ein etwas höheres spez. Gewicht besitzen, als die an der Erdoberfläche gebildeten Minerale von gleicher Zusammensetzung; doch sind die bezüglichen Differenzen in der Tat geringfügig; vgl. Becker: Min. Mit. 1884.

[2]) Wo diese Oxyde in den Tiefgesteinen ausgeschieden sind, ist die Ausscheidung ein secundärer, mit der Schillerung zusammenhängender Vorgang und es ist die Ausscheidung auch in diesem Falle gemeiniglich quantitativ nicht so bedeutend wie bei den entsprechenden Laven. Judd, Q. Geol. Soc. 1866, p. 88.

Digitized by Google

grossen Teile fahren (es exhalirt), es erstarrt unter dem Einfluss einer (relativ) trockenen Glut und die Minerale ändern dem entsprechend ihren Karakter: Die Kieselsäure scheidet sich dann nicht als Quarz, sondern amorf oder als Tridymit aus, die in trockener Glut umgeschmolzene Hornblende-Substanz erstarrt als Augit, der Orthoklas nimmt den rissig-glasigen Habitus des Sanidin an und auch die übrigen Minerale weisen Karaktere auf, welche den Einfluss einer frittenden Glut verraten.

Mineral-Association im irdischen Magma.

Oben wurden die herrschenden Associationen der Minerale in verschiedenen Magmen berührt: Quarz, Orthoklas und Natron-Plagioklas finden sich associirt, anderseits sind Kalk-Plagioklas, Augit und Olivin Genossen etc. Ausser diesen bestimmten Silicat-Gesellungen, durch welche die einzelnen Typen des Magma geschaffen werden, erscheinen auch gewisse, in geringen Mengen vorhandene Elemente und Minerale an bestimmte Eruptivgesteine gebunden. [1])

Zinnerz tritt als Gemengteil in kieselreichem Magma auf (Granit, Greisen, Quarzporfyr), an dasselbe Magma erscheint auch Hg gebunden. (Exhalationen von Porfyr und Trachyt.) Sfen und Titaneisen erscheinen insbesondere im Typus II (Syenit). Eisenerze (Magnetit und Kies) treten in den basischen Eruptivmassen mitunter in grosser Menge auf. In gleicher Weise erscheint auch Kupfer an basisches Magma (insbesondere Diabas, Gabbro, Diorit) gebunden. Im basischesten (olivinreichen, oft serpentinirten) Magma treffen wir neben massenhaftem Eisen auch Cr, Ni, Co, eine Association, welche wir bei den Meteoriten wiederfinden. Endlich scheint auch Pt ausschliesslich an basische Eruptivgesteine (Serpentine) gebunden.

[1]) Associationen bestimmter Erze mit Eruptivgesteinen besprechen: Rose, Ural 1837, I. 331. Boué, Bull. Geol. 1843, p. 429. Bischof, Geol. 1855, II. 1901. Forchhammer, Pog. Ann. 1855. Vol. 95, p. 60. Delesse, Ann. Mines. (4) Vol. 14, p. 476. Kierulf, Norwegen, übers. p. 321. Sandberger, Z. Geol. Gesell. 1880, p. 350. Suess, Zuk. des Goldes. 1877, p. 100, 113.

Digitized by Google

Innerhalb dieser grossen Associationen, welche das ganze Magma beherrschen, treffen wir aber auch in bestimmten Magmen kleine Gesellungskreise, welche nicht weniger karakteristisch sind. Die Teile, welche einander anziehen (oder welche zugleich erstarren) congregiren und concentriren sich und das Ungleichartige wird ausgestossen. So halten sich Apatit und Erze an die zuerst erfolgenden basischen Ausscheidungen, während die Liquida im zuletzt erstarrten Bestandteile (z. B. Quarz der Granite) sich massenhaft concentriren. [1])

Dass die Associationen sich ändern, sobald das Magma in höhere Regionen dringt und daselbst erstarrt, ist klar. Insbesondere fällt es auf, dass dem, unter geringem Druck erstarrenden Magma gewisse Stoffe entfremdet werden. Flüchtige Substanzen entweichen, es bilden sich Sublimations-Producte und Contact-Minerale, später werden die leicht löslichen Bestandteile durch das Wasser abgeführt. In diesem Falle entstehen secundäre Associationen (Erzlagerstätten etc.), welche zwar wesentlich von den primären Gesellungen abweichen, die sich aber doch durch ihren chemischen und mineralischen Karakter als Derivate der magmatischen Associationen offenbaren.

Mineral-Association im meteoritischen Magma.

Schwärme von planetaren Trümmern umkreisen die Sonne. Schneidet die Erde die Bahn eines solchen Schwarmes, so verfallen meist mehrere dieser Bruchstücke der Anziehungskraft der Erde.

Die Zusammensetzung des Meteoriten weicht wesentlich ab von jener des irdischen Magma. Ein Teil der Meteoriten ist zwar steinig und enthält zum Teil dieselben Minerale, wie die basischesten Eruptivgesteine, doch differiren die Mischungs-Verhältnisse; ein anderer Teil der Meteoriten besteht der Hauptmasse nach aus gediegenem Eisen. Übergänge führen von den Stein- zu den Eisen-Meteoriten. Man findet Stein-Meteoriten mit eingesprenkeltem Eisen und anderseits Eisen-Meteorite

[1]) Vgl. das Kap. „Erstarren" (Saigerung und regionale Association).

Digitized by Google

mit eingesprenkelten Silicaten; kurz, die Meteoriten stellen eine chemisch-mineralogische Übergangsreihe dar, welche sich an das basische Ende der terrestren Übergangsreihe anschliesst (Fig. 172).[1])

Die asideren gleichen unseren basischen Eruptivgesteinen, die Sporadosideren haben eine Zusammensetzung, welche wenig abweicht von gewissen eisenführenden Basalten (Ovifac). Die Eiseneinschlüsse in den letzteren Gesteinen aber gleichen der Substanz der Eisen-Meteoriten. (Holosideren.)

Der Percentsatz der Bestandteile schwankt innerhalb weiter Grenzen. Während die Stein-Meteorite mitunter nur 9% Fe. enthalten, trifft man in den Eisen-Meteoriten über 90% Fe., der Nickelgehalt reicht von wenigen bis 17 und in einem Fall selbst 34%,[2]) Co. von 0· bis 2·6%. Neben dem gediegenen Eisen tritt untergeordnet Schwefeleisen (Troilit) auf. Unter den Silicaten der Stein-Meteorite treffen wir Olivin, Pyroxen, Enstatit, Anorthit.

Die Stein-Meteoriten gleichen den basischen Eruptivgesteinen und selbst die gemischten Meteoriten haben noch ihre irdischen Analoga in jenen Laven, welche gediegenes Eisen eingesprenkelt enthalten.[3])

Das meteoritische Magma stellt also eine Fortsetzung des irdischen Magma dar. In uns benachbarten kosmischen Räumen herrschen analoge Gesellungen basischer Stoffe und es

---

[1]) Jene Steinmeteoriten, welche als Eukrite bezeichnet werden, enthalten nahezu 50% SiO_2, 20% Eisenoxyde, 11—13% Al_2O_3, 8—6 MgO, 9—10 CaO und wenig Alkalien. Die, in den gemischten Meteoriten enthaltenen Silicate zeichnen sich in Folge des Vortretens von Olivin durch einen hohen Mg-Gehalt aus. Das betreffende Silicat-Gemische besteht meist aus etwa 44—49 SiO_2, 2·6 - 5·2 Al_2O_3, 27 - 33 MgO, 1·2—3·6 CaO, 0·4—1·3 Na_2O und wenig K. Die typischen Eisenmeteoriten enthalten etwa 90% Fe, 4—10 Ni etc.; s. Brezina, Meteoriten-Studien.

[2]) Meteorit von Catarina, Brasilien (Groth, Z. Kryst. I. p. 407).

[3]) Der Basalt von Ovifac, Grönland, enthält gediegenes Eisen, welches gleich jenem der Meteoriten mit Ni legirt ist (2% Ni). Gediegenes Eisen wurde in Eruptivgesteinen nachgewiesen durch Andrews. Chem. Mag. 1852, p. 416. Vgl. Bornemann, Pog. Vol. 88, p. 145, 325. Insbesondere in den Olivinen des irdischen Magma trifft man mitunter Beimengungen, welche an das meteoritische Magma erinnern. (Z. B. 2% Ni je ein % Co und Cr, 2 gebundenen C, 2 freien Kohlenstoff.)

Digitized by Google

liegt der Gedanke nahe, dass der Kern unserer Erde im Wesentlichen dieselbe Association von Elementen bez. Mineralen aufweist, welche wir in den Eisen-Meteoriten kennen lernen. Hierfür spricht die Ähnlichkeit des basischen Erdmagma mit den Stein-Meteoriten, sowie die Tatsache, dass unsere Erde ein hohes mittleres spezifisches Gewicht hat,[1]) was uns zur Annahme eines metallischen Erdkernes zwingt.

Vergleich der Elementar-Associationen im irdischen und meteoritischen Magma.

Die betreffenden Verhältnisse sind aus Fig. 171 ersichtlich. I—IV umfasst die Typen des irdischen Magma; die Stein-Meteoriten gleichen zum Teil dem irdischen Typus IV, dann folgt (in Fig. 172) das Magma der gemischten und Eisen-Meteoriten, welches die kosmische Fortsetzung der irdischen Associationsreihe darstellt.

Während in diesen Figuren die Mischung der Oxyde dargestellt ist, zeigt Fig. 174—175 direct die Element-Mischungsreihe.

Wir sehen, dass in dieser Reihe O, Si und K rasch abnehmen, während Al länger constant bleibt. Ca, Mg und Na schwellen im Bereiche des basischen Magma rasch an, nehmen aber dann wieder ab und verschwinden im meteoritischen Magma. Der einschneidendste Gegensatz aber wird bedingt durch das Verhalten von O und Fe. O und Si spielen in dem, an Schwermetallen reichen Meteor-Magma keine Rolle, während die Gesteine der Erdkruste etwa zur Hälfte aus O und zu ein Viertel aus Si bestehen. Man kann demnach das Magma der Erdkruste als ein Sauerstoff-Magma, das meteorische aber als ein Eisen-Magma bezeichnen.

Ausser den erwähnten Stoffen treffen wir in der vorgeführten irdisch-kosmischen Reihe auch H, C, P, Cl, S, Ni, Co u. a. Elemente in wechselnden Mengen, und zwar ist das

[1]) Spez. Gewicht der Erde = 5·6, mittleres spez. Gewicht des Meteoriten (je nach Art der Berechnung verschieden) = 4·6, 4·5, 5·7. Hill Geol. Mag. 1885, p. 516.

Digitized by Google

irdische Magma durch seinen Cl-Gehalt ausgezeichnet, während Co und Ni im hochbasischen und meteorischen Magma eine besondere Rolle spielen. Die Verbindungen und Minerale, welche durch die betreffenden Elemente gebildet werden, sind verschieden je nachdem das Magma reich an O ist oder nicht. Ich betrachte zunächst die Beziehungen im irdischen Magma.

Mit **Sauerstoff** verbinden sich alle Elemente, und zwar werden nach dem Grade der Anziehung zunächst H, die

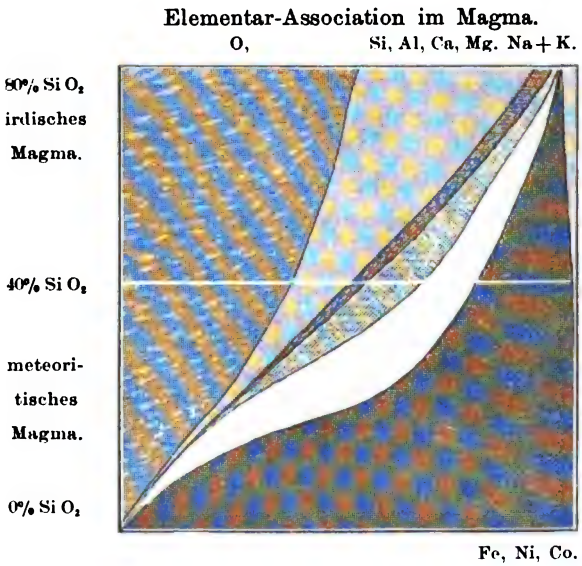


Fig. 174.

Fig. 175.

leichten Metalle, Si, S, C, dann Fe oxydirt. Die Oxyde der leichten Metalle verbinden sich mit Si O_2 zu Silicaten; von den schweren Metallen aber wird nur ein Teil zur Bildung von Silicaten verwendet, während ein Teil in Form von Oxyden sich abscheidet. Bei Gegenwart von S tritt endlich auch ein Teil der schweren Metalle mit S in Verbindung; so entstehen Eisensilicate neben Eisenoxyden und Eisenkies. Die Teilung wird durch die Mengenverhältnisse der einzelnen Elemente, wohl auch durch Temperatur und Druck bedingt.

Der **Schwefel** tritt zum Teil an die schweren Metalle (Fe), zum Teil verbindet er sich, wenn O im Überschuss

Digitized by Google

vorhanden ist, mit diesem zu SO_2, bez. zu Schwefelsäure (Sulfate) [1]).

Der **Kohlenstoff** verbindet sich im irdischen Magma zu CO_2; ist aber nicht genug O vorhanden, um sämmtlichen C zu befriedigen, so entsteht CO [2]) und wohl auch freier Kohlenstoff. [3]) Dieser Fall tritt nicht bloss im sauerstoffarmen Magma ein, sondern ausnahmsweise auch beim kieselreichen, irdischen Magma (Grafit im Granit). Bei Mangel an O und Überschuss von H verbindet sich C mit H zu Kohlenwasserstoff, welcher in den Meteoriten eine Rolle spielt und ausnahmsweise auch im basischen Erdmagma angetroffen wird. [4])

Chlor verbindet sich mit Vorliebe mit H und bemächtigt sich dann der Alkalien, insbesondere des Na. Im Gegensatz zu allen übrigen Stoffen kann sich das Cl mit keiner Substanz sättigen, mit welcher es eine schwer lösliche, stabile Verbindung bildete. Die Folge ist, dass während die übrigen Elemente des Magma conservativ sind, das Na sich zum Teil emanzipirt. Die circulirenden Gewässer extrahiren das leicht lösliche Na Cl nebst andern leicht löslichen Chloriden und Sulfaten [5]) und führen diese Salze dem Meere zu. Sämmtliche erumpirte Magmen sind derzeit ärmer an Na als sie ursprüng-

[1]) SO_3 verbindet sich in der Glut insbesondere mit den Alkalien; einige Minerale enthalten SO_3, sowie Cl (in Verbindung mit Alkalien und Erdmetallen) als wesentliche Bestandteile.

[2]) CO_2 wird durch rotglühende Schwermetalle zu CO reduzirt.

[3]) Ein Teil des C, welchen wir im erstarrten Magma ungebunden antreffen, dürfte im flüssigen Magma gelöst enthalten sein, u. zw. mag der C im flüssigen Magma (wie in den Hochofen-Schlacken) z. T. in Form von Cyan-Verbindungen existiren, in Magmen mit viel freiem Fe aber dürfte der C während des Flusses grösstenteils chemisch an Fe gebunden und erst während des Erstarrens ausgeschieden worden sein.

[4]) Sowohl gasförmiger Kohlenwasserstoff, als auch Petroleum und Paraffin kommt in basischen Laven vor. Silvestri, Atti. Accad. Catania, III, XII. Auch in Meteoriten trifft man neben gasförmigem Kohlenwasserstoff mitunter auch flüssige und feste Kohlenwasserstoffe. (Berzelius, Wöhler.)

[5]) Neben dem Na Cl bilden sich im Glutflusse allerdings auch Ca Cl, Mg Cl. Diese zersetzen sich aber mit den Alkali-Sulfaten und es bilden sich Cl-Alkalien, Gyps und Bittersalz. Bischof, Geol. 1847. I. p. 590, 643.

Digitized by Google

lich waren; was sie verloren haben, ist im Meer und in den Salzlagern aufgespeichert.

Stickstoff dürfte bei hoher Temperatur und hohem Druck im Magma an C und H gebunden sein (Ammoniak und Cyanverbindungen;[1]) nach erfolgtem Ausbruch aber entweicht N als freier N, als Ammoniak und als Chloramonium (Exhalationen).

Die Mengenverhältnisse der einzelnen Bestandteile bestimmen, wie gesagt, die Art der Association und es ist beachtenswert, dass in dieser Beziehung nicht bloss das Verhältniss jener Stoffe, die miteinander in unmittelbare Verbindung treten, massgebend ist, sondern, dass auch neutrale Elemente und Verbindungen einen Einfluss ausüben. Besonders wichtig ist diesbezüglich das **Wasser,** dessen Gegenwart eine wesentlich veränderte Zerfällung des Magma bedingt: kieselreiches Magma zerschmilzt in hoher Glut, wenn kein Wasser zugegen ist, zu einer homogenen, amorfen (glasigen) Mischung, während das basische Magma selbst unter diesen ungünstigen Verhältnissen wenigstens teilweise eine mineralische Individualisirung erfährt. Auffallend ändern sich unter diesen Verhältnissen auch die Geschicke der Schwermetalle: Das Eisen teilt sich im irdischen Magma bei genügender Durchtränkung in der Weise, dass ein Teil (als Oxyd. bez. Oxydul) sich mit $Si\,O_2$ verbindet, während ein Teil als Magneteisen (ausnahmsweise als Oxyd) frei bleibt. Fehlt das Wasser im Magma hingegen, so geht das Fe grossenteils in Verbindung mit $Si\,O_2$. In unseren Öfen entstehen deshalb aus Graniten, welche nebst einer geringen Menge Eisensilicaten auch etwas Magneteisen führen, dunkle glasige Massen, ein Verhalten, welches die Neptunisten seiner Zeit zu der Behauptung veranlasste, die Granite könnten nicht in der Glut gebildet worden sein.

Wesentlich andere Verhältnisse herrschen im sauerstoffarmen, meteoritischen Magma: Die Menge des Sauerstoffs nimmt in dieser Associations-Reihe rasch ab, mit ihr schwinden auch Si, Al, K und Cl.; auch Ca und Na, welche

[1]) Cyanverbindungen bilden sich auch beim Hochofenprozess. Ammoniak ist im Gussstahl nachgewiesen.

Digitized by Google

im basischen, irdischen Magma ihre grösste quantitative Bedeutung erlangen, treten zurück. Mg, welches im basischen Erdmagma Typus IV, Fig. 171, bereits eine grosse Rolle gespielt, gewinnt in der sich anschliessenden meteoritischen Mischung (V bis VI in Fig. 172) die grösste Bedeutung, schwindet aber dann rasch in dem Masse als das Fe (u. Ni) zur Herrschaft kommt. In dem sauerstoffreichen, irdischen Magma treffen wir das Fe. fast ausschliesslich in den basischen Silicaten und als Magneteisen, in dem sauerstoffarmen, meteoritischen Magma dagegen wird der vorhandene O von den energischeren Competenten (Si und leichte Metalle) aufgebraucht und das Fe bleibt metallisch. Unsere Hüttenprozesse weisen ähnliche Verhältnisse auf: Bei reichlicher Gegenwart von O geht das Fe in die Silicatschlacken ein, während in einer sauerstoffarmen, reduzirenden Atmosfäre (bei Überschuss von C, CO_2 und Kohlenwasserstoff) sich aus eben dieser Silicatschlacke metallische Eisenkügelchen sondern.

Wie das Eisen, so verhalten sich auch die übrigen Stoffe, welche im sauerstoffreichen irdischen Magma oxydirt und zum Teil in Verbindung mit Si O_2 getreten sind, während sie im meteoritischen Magma isolirt vorkommen oder mit dem metallischen Eisen in Verbindung treten: Statt der CO_2 des irdischen Magma treffen wir in den Meteoriten C zum Teil frei, zum Teil an Fe gebunden, daneben CO, CO_2 und Kohlenwasserstoff. Der Schwefel, welcher im irdischen Magma sich zwischen die schweren Metalle und den Sauerstoff teilt, hält sich in den Meteoriten an das Fe. (Fe S = Troilit.)

Auch der Fosfor, welcher im irdischen Magma oxydirt und mit Ca verbunden (als Apatit) erscheint, ist im meteoritischen Magma unoxydirt.

Der Eisenhütten-Prozess bietet einige aufklärende Analogien: Bei sauerstoffreicher Atmosfäre oxydirt sich der im Roheisen enthaltene C zu CO_2, desgleichen oxydirt sich das Si und — was für den Hüttenmann wichtig ist — auch der P (welcher bei reduzirender Atmosfäre sich mit dem Eisen verbindet) wird in der sauerstoffreichen Glut oxydirt und geht in die basische Eisenschlacke über.

In sauerstoffarmer Atmosfäre kehrt sich der Prozess um,

Digitized by Google

C, Si, S, P werden reduzirt und verbinden sich dann mit dem Fe; dieselben Stoffe, welche in der sauerstoffreichen Atmosfäre sich absonderten, dringen in dem Masse, als der Sauerstoffgehalt abnimmt, in das metallische Fe ein, es bildet sich ein Eisenmagma, welches die vordem gesonderten Stoffe chemisch bindet.

Dass der Unterschied zwischen dem basischen Erdmagma und dem Magma der Stein-Meteoriten wesentlich durch die Atmosfäre, in welcher die Masse sich bildete, bedingt wird. zeigt Daubree, indem er irdische Olivingesteine (oder Serpentin) in einer reduzirenden Atmosfäre schmilzt. Die Masse erstarrt unter diesen Verhältnissen mit meteoritischem Habitus: gediegenes Fe, in welchem sich der Ni-Gehalt der betreffenden Masse concentrirt, scheidet sich aus.

Der Wasserstoff endlich, welcher im irdischen Magma durchgehends genug O antrifft, bleibt im meteoritischen Magma grossenteils frei; er erscheint mitunter in beträchtlichen Mengen im Fe absorbirt, und zwar so innig gefesselt, dass er nur bei starker Erhitzung aus der Masse weicht. Bei 100° geben die Meteoriten nur wenig CO_2, CO, Kohlenwasserstoff und N ab, bei steigender Erhitzung entweicht auch H, welches aber selbst noch bei 500° z. T. zurückgehalten wird. (Wright A. J. 1883, p. 44.)

Constanz bestimmter Associationen.

In der vorgeführten irdisch-meteoritischen Übergangsreihe fallen besonders auf einerseits der Sauerstoff-Silicium, anderseits der Eisentypus. Die elementare Mischung ist in beiden Fällen ziemlich constant, auch haben die Endglieder der betrachteten Übergangsreihe eine namhafte Verbreitung in der Natur. Die zwischen beiden Typen liegenden Glieder sind variabel und quantitativ unbedeutend. In den Zwischengliedern treten häufig einzelne Gemengteile auffallend vor oder zurück und Zerfällungen, welche einen gänzlich veränderten mineralischen Karakter des betreffenden Magma bewirken, spielen eine grosse Rolle. Wie bei den organischen Reihen gewisse Gestaltungen sehr constant und quantitativ

Digitized by Google

bedeutungsvoll sind, während die Übergangsglieder und Zwischenformen sich durch Mannigfaltigkeit (Variabilität), zugleich aber auch durch geringe quantitative Bedeutung auszeichnen, so erscheinen auch in der anorganischen Reihe gewisse, mächtige und constante Associationen, während die Zwischenglieder quantitativ unbedeutend und auffallend variabel sind. Das kosmische Magma stellt eine Übergangsreihe dar, in welcher die einzelnen Glieder verschiedenwertig sind; gewisse Elementar-Associationen herrschen und verleihen dem betreffenden Weltkörper einen bestimmten Karakter, während die Übergangsglieder den Typus des Ganzen nicht wesentlich alteriren. Die Haupttypen sind mächtig und zeichnen sich durch ein stabiles Gleichgewicht aus, während die Zwischentypen irrelevant und variabel sind.

Das Erstarren des Magma.

Bedingungen und Vorgang der Krystall-Ausscheidung.

Wenn Körper aus dem gasförmigen oder flüssigen (bez. gelösten) Zustand in den festen übergehen, lagern sich ihre Moleküle bald ordnungslos, bald krystallin. Die meisten Stoffe nehmen leicht die krystalline Struktur an, während andere (z. B. die Silicate) nur unter günstigen Bedingungen Krystalle abscheiden.

1. Von Bedeutung ist diesbezüglich die Temperatur. Man kann im Allgemeinen sagen, dass eine nicht tief unterhalb des Schmelzpunktes gelegene Temperatur für die krystalline Lagerung erfordert wird. Viele Umlagerungen spielen sich in den bereits erstarrten Massen ab und überdies ist zu beachten, dass Mischungen nicht einen bestimmten Schmelz- bez. Erstarrungspunkt haben, sondern dass sich in ihnen zwischen weiten Temperatur-Grenzen eine lange Reihe von Ausscheidungen abspielt.

2. Ist für die Ausscheidung wichtig die Dauer des Erstarrungs-Prozesses. Rasch gekühlt, erstarren gewisse Metalle

Digitized by Google

feinkörnig, während sie grobkrystallin erstarren, wenn ihnen lange Zeit zur Verfügung steht. Noch stärker tritt dieser Gegensatz bei den Silicaten hervor, welche unter den an der Erdoberfläche herrschenden Bedingungen leicht z. T. oder ganz glasig erstarren (Laven, künstliche Gläser); nur bei langsamer Abkühlung scheiden sich aus der amorfen Masse zunächst Krystallskelette, dann Krystalle aus.[1]) Faujas liess geschmolzenen Basalt rasch erstarren und erhielt ein schwarzes Glas; er liess die Masse langsam abkühlen und erhielt ein halbkrystallines, steiniges Produkt.[2]) Watt, welcher geschmolzene Glasmassen langsam abkühlte, beobachtete concretionäre Ausscheidungen, unter günstigen Umständen gelang es ihm sogar, die ganze Glasmasse in einen krystallinen Stein zu verwandeln.[3])

Die Substanzen erstarren also um so krystalliner, je länger eine, der Umlagerung günstige Temperatur anhält.

Die Bedeutung der langsamen Abkühlung war lange bekannt, doch bemühte man sich vergebens, die natürlichen Gesteine auf metallurgischem Wege nachzuahmen. Augit oder Olivin konnte man allerdings aus langsam erstarrender Schmelze darstellen. Kieselsäure, Alaunerde und andere Substanzen erhielt man aber auf diesem Wege nicht in Krystallen, ja man konnte sie nicht einmal schmelzen. Lange dauerte es, bis der Gedanke sich Bahn brach, dass man ein Mineral nicht zu schmelzen braucht, sondern dass man mit der Lösung leichter zum Ziele kommt.

Wie das Wasser bei gewöhnlicher Temperatur viele Substanzen löst, so wirken bei hoher Temperatur viele leichtschmelzbare Stoffe als Lösungsmittel für die an sich im Feuer standhaften Substanzen. Man verwendete nun Kochsalz, Soda, Borax, Fosforsalz als Lösungsmittel und gewann entweder

[1]) Vogt: Over Slagger, vgl. Berg. Hütt. Z. 1885, p. 341, über Krystalle in Schlacken.

[2]) Faujas: Mem. Mus. hist. nat. 1787, III. 21. Die älteren Versuche v. Reaumur s. unten. Hall wiederholte den Versuch mit Erfolg (Phil. Trans. Edinb. 1798, Gilberts Ann. 1800).

[3]) Watt: Bibl. Britann. Vol. 36. Moll's Ephemer. 1805, p. 421. Vgl. Breislak, über die Bildung von Concretionen in langsam gekühltem Glas (Geol., übers. 1821. III. p. 434).

Digitized by Google

durch Abkühlung oder durch Verdampfen des Lösungsmittels die aufgelösten Stoffe in Krystallen. So gelang es, Apatit, Eisenglanz, Korund etc. herzustellen.

Launay hatte zuerst die Aufmerksamkeit auf die Tatsache gelenkt, dass man in Eruptivgesteinen oft ringsum frei ausgebildete Krystalle antrifft, welche in den anderen Massen Eindrücke hinterlassen, also offenbar früher ausgebildet worden sein müssen, als jene.[1]) Im Verfolge dieses Gesichtspunktes wurden überraschende Tatsachen entdeckt. Man fand, dass in granitischen Gesteinen der Quarz, obwohl er der schwerst schmelzbare Bestandteil ist, doch meist zuletzt ausgeschieden wurde; man fand in Laven den leicht schmelzbaren Augit, umhüllt vom (schwer schmelzbaren) Leuzit etc.[2])

Viele Neptunisten betrachteten diese Tatsachen als Beweise gegen die feurige Entstehung der Eruptivgesteine. Die Plutonisten anderseits suchten diese Einwendung zu entkräften. Fournet glaubt in der Überschmelzung einzelner Bestandteile die Erklärung zu finden. Durocher[3]) und Bunsen aber verweisen darauf, dass solche Verhältnisse in Mischungen (und Lösungen) naturgemäss eintreten, weil da eben nicht die einzelnen Bestandteile als solche geschmolzen bez. gelöst sind, sondern neue Verbindungen entstehen, deren Verhalten wesentlich abweicht von jenem der Elemente.

Der Grafit wird beim Eisenguss nicht als solcher geschmolzen, sondern er ist im flüssigen Eisen aufgelöst, die Kieselsäure ist im Magma gleichfalls gelöst enthalten und erst während des Erstarrens tritt die Ausscheidung ein. So erklärt es sich, dass ein an sich schwer schmelzbarer Körper aus einer Mischung erst bei einer relativ niederen Temperatur abgeschieden wird. Bunsen hat gezeigt, wie verschieden die Reihenfolge der Ausscheidungen ausfällt, wenn man verschiedene Mischungs-Verhältnisse derselben Sub-

[1]) De Launay. Essay hist. nat. des roches 1786, p. 6.

[2]) Breislak: Structure du globe 1822. I. 356. N. Fuchs: Sitz. Akad. München, 1837.

[3]) Fournet: C. R. 1844, Vol. 18, p. 1050; Durocher C. R. 1845, Vol. 20, p. 1275. Scheerer verweist darauf, dass die Anwesenheit von Wasser im Magma die Ausscheidung der Bestandteile beeinflusst.

Digitized by Google

stanzen anwendet. Er liess eine Lösung von Chlorcalcium in Wasser erstarren (gefrieren) und beobachtete, dass einmal das Salz vor dem Wasser, ein andermal das Wasser vor dem Salze in den starren Zustand übergieng, je nachdem die relativen Mengen wechselten.

Aus der Schmelzbarkeit der einzelnen Substanzen kann man also von vornherein nichts bezüglich der Schmelzbarkeit der Mischung und bezüglich der Reihenfolge der Ausscheidungen schliessen; nur das lässt sich behaupten, dass die Mischung bei einer viel niedereren Temperatur erstarrt, als deren einzelne Bestandteile. (Bez. der constanten Erniedrigung des Erstarrungspunktes einer Substanz durch Beimischung vgl. Raoult C. R. 1882, 95, p. 1030). Gemeiniglich erstarrt mindestens ein Teil der Mischung bei einer Temperatur, welche unterhalb des Schmelzpunktes des leicht schmelzbarsten Bestandteiles liegt.

Wir verfolgen den Vorgang der Erstarrung einer Mischung: Zunächst scheidet sich ein Bestandteil ab, wobei Wärme frei wird.[1]) (Bei der Lava tritt in Folge partiellen Erstarrens eine Erwärmung ein, welche mitunter zum Wiederaufglühen führen kann.)[2]) Das Thermometer zeigt, dass im weiteren Verlauf der Abkühlung noch mehrmals, und zwar meist ruckweise Abscheidungen erfolgen, was durch Übersättigung oder Überschmelzung des bez. Bestandteiles bedingt sein dürfte. Die Temperatur sinkt unter jene Temperatur, bei welcher die ersten Abscheidungen stattfinden müssten; desshalb tritt dann aber auch auf einen Schlag eine massenhafte Ausscheidung ein. In Folge der frei werdenden Wärme tritt partielle Wiederauflösung der ausgeschiedenen Partikel ein, welche natürlich nicht bis zur vollkommenen Wiederverflüssigung führen kann. Die kleineren Ausscheidungen unterliegen dem Auflössungsprozesse, die grösseren Krystalle und Krystallaggregate widerstehen, sie bilden die Basis für die ferneren Abscheidungen.

[1]) Becker (A. J. 1886. Vol. 31, p. 120) vermutet, dass sich in der Regel zuerst das Mineral ausscheidet, bei dessen Abscheidung am meisten Wärme frei wird.

[2]) Serao: Incendio Vesuvio 1737 ed. 1778, p. 118. Guarini Scacchi: Mem. sul Vesuvio 1855. Roth: Vesuv 1857, p. 293, 304. Deville: C. R. 1864, Vol. 58.

Digitized by Google

Von einer reinen, vollkommenen Ausscheidung kann unter diesen Umständen nicht die Rede sein. Erstens bleibt immer ein Teil der Substanz in der Schmelze bez. Lösung enthalten, zweitens werden auch Partien der Mischung von den sich tumultuarisch abscheidenden Krystallen umschlossen;[1]) (Einschlüsse von Mutterlauge, Grundmasse etc.)

Nachdem die erste Abscheidung erfolgt, sind sämmtliche Verhältnisse geändert: die chemische Zusammensetzung ist alterirt, die Temperatur ist niedriger; es treten neue Gleichgewichts-Lagen ein. Es ist durchaus nicht notwendig, dass nun die noch in Lösung befindlichen Teile der zuerst ausgeschiedenen Substanz herausfallen müssen. Möglicherweise kommen zunächst andere Stoffe zur Abscheidung und spät erst wieder die Relicte der ersten Ausscheidung. Die Verhältnisse compliciren sich durch die subjective Empfindlichkeit der verschiedenen Substanzen gegen Übersättigung. Unter mehreren übersättigten Concurrenten kann gerade der mindest übersättigte zur Abscheidung kommen, weil er die Übersättigung am wenigsten verträgt, während andere Substanzen viel tiefer unter die normale Erstarrungs-Temperatur abgekühlt werden können, ohne sich abzuscheiden.

Die Metallurgen sind mit dieser successiven Ausscheidung der einzelnen Bestandteile einer Mischung seit alter Zeit vertraut und benützten dies Verhalten vordem, um einzelne Metalle aus Legirungen zu gewinnen,[2]) während die Metallgiesser anderseits durch eben dies Verhalten benachteiligt werden, indem der Guss durch die platzgreifende „Entmischung“ oft unbrauchbar wird. Die Bronce-Gussstücke haben in ihrem Kern eine andere Zusammensetzung als an der Peri-

[1]) Dass sich verschiedene Stoffe, welche zur selben Zeit zur Abscheidung gelangen, selbst wenn sie nicht isomorf sind, associiren können, wird bewiesen durch die heteromorfen Durchwachsungen (Hermann, Lehmann, Brügelmann).

[2]) Durch „Saigerung“. Auch Pattinsons Methode, das Silber aus Silber-Blei-Legirungen (durch successives Erstarren) zu gewinnen, beruht auf diesem Vorgange. Salzlösungen entmischen sich in gleicher Weise in Folge des Erstarrens. Meereis ist reicher an Sulfaten und enthält anderseits weniger Chloride als das Meereswasser. Pettermann: Wiedemann's Ann. Beibl. 1883, 837.

Digitized by Google

ferie, am Boden eine andere Mischung als an der Oberfläche; im Innern der grossen Gussstahl-Blöcke sammeln sich die leichtflüssigen Legirungen (der Kern ist reicher an As, Sb, Pb), während die Schale aus reinerem schwerflüssigem Metall besteht.

Verwandt diesen Vorgängen sind gewisse Gesellungs-Erscheinungen, welche in Metall-Legirungen sowie im Magma auftreten, die aber weder durch successives Erstarren, noch (wie dies vielfach bei Metall-Mischungen zutrifft) durch Verschiedenheiten des specifischen Gewichtes, sondern lediglich durch die moleculäre Anziehung bestimmt werden. In einer flüssigen oder breiigen Mischung verschiedener Metalle und Erze wird sich das Silber in den bleireichen Partien concentriren, es sei denn, dass Zink zugegen ist, in welchem Falle das Silber fast vollständig vom Zink resorbirt wird (Entsilberung durch Zink). Analoge Erscheinungen weist auch das Magma auf:[1]) Da findet man die Erzpartikel und den Apatit in den basischen Mineralen concentrirt und zwar ist der Wirkungskreis dieser regionalen Association offenbar verschieden, je nach dem Stoff und je nach den Erstarrungs-Bedingungen. Mitunter scheinen gewisse Bestandteile aus weiter Entfernung einer Masse (welche sie offenbar anzog) zugewandert zu sein, da man den betreffenden Bestandteil in weitem Umkreise um den Anreicherungspunkt nicht antrifft.

1. Dass diese regionale Association wesentlich durch ein langsames Erstarren begünstigt wird, beweist die Tatsache, dass die bez. Erscheinung im granitischen Magma häufig beobachtet wird, während die rasch und unruhig erstarrenden Laven viel kleinere Associationskreise aufweisen.

2. Ist auch die Imprägnation von Bedeutung: je stärker durchwässert das Magma war, um so leichter tritt diffuse Wanderung ein und um desto weitere Kreise kann die regionale Association beherrschen. Je grösser das Korn, desto grösser ist der Associations-Kreis.[2])

Die Associations-Sfären sind in den Eruptivmassen oft

[1]) Regionale Association, s. „Eruptivgesteine".

[2]) Für den Bergmann, welcher Erzpartikel aus einem Eruptivgestein gewinnt, wird die Leichtigkeit und Rentabilität der Arbeit bedingt durch

Digitized by Google

augenfällig. Mitunter sieht man einen Knoten von zuerst ausgeschiedenen Erzen, umschaart von basischen Silicaten. Durch diese Aggregation wurde der anlagernde Lösungsmantel kieselreich und so erscheint denn der dunkle Kern nach erfolgter Erstarrung von einer hellen Feldspat-Zone umgeben.

Eine Wiederholung dieses concretionären Prozesses liegt in den Kugeldioriten vor. Bei ihnen schied sich zuerst ein basischer Kern ab, an den sich die Feldspat-Substanz des hellen Lösungsmantels anlagerte. Diese Anlagerung hielt dann an, bis das umgebende Magma wieder ziemlich basisch war, nun erfolgten wieder basische Anlagerungen u. s. f. Natürlich erfordern derartige verwickelte Prozesse eine grosse Ruhe und anhaltende Gleichartigkeit der Existenz-Bedingungen. [1])

Ungleich häufiger sind Schaarungen und Anhäufungen der basischen Elemente ohne angrenzenden hellen Hof. Diese dunklen Massen nehmen dann an allen Strömungen und Ergussbewegungen des Magma als Schlieren-Knollen Teil. [2]) Während die basischen Ausscheidungen fast immer Schlieren-Knollen bilden, treten die kieselreichen Abscheidungen in der Regel in der Form von Schlierenblättern auf.

Was für die einzelnen Minerale, gilt auch für die Erstarrungs-Relicte, die Mutterlauge, die Grundmasse und die Gasausscheidungen, welche bald zwischen den Krystallen eingeklemmt, bald in bestimmten Mineralen concentrirt sind. Trifft man Einschlüsse einer bestimmten Kategorie in verschiedenen Mineralen, so weisen dieselben je nach dem „Wirt“ einen verschiedenen Habitus auf. Die Glaseinschlüsse in den zuerst ausgeschiedenen Mineralen haben eine andere Zusammensetzung als jene in den letzten Ausscheidungen; die Liquida werden von den zuerst ausgeschiedenen Mineralen grossenteils ausgestossen und häufen sich demgemäss in dem zuletzt ausgeschiedenen Minerale.

---

die Grösse des Kornes bez. des Associations-Kreises, da in diesem Falle der Verlust durch Aufbereitung gering ist.

[1]) Man trifft solche Concretionen nur in den tieferen inneren Teilen grösserer Eruptiv-Massen.

[2]) Die Schlieren-Knollen der Tiefergüsse existirten wohl schon vor erfolgter Förderung.

Digitized by Google

Der Vorgang des Erstarrens einer Mischung ist also verwickelt: Es scheiden sich nacheinander verschiedene Bildungen ab, bestimmte Molecular-Gesellungen machen sich geltend, die einzelnen Minerale weisen morfologische sowie chemische Variationen auf, welche u. a. durch die Reihenfolge der Abscheidung bedingt sind, der Bestand der nicht individualisirten Substanz variirt in dem Masse, als der Erstarrungs-Prozess fortschreitet, die Liquida halten sich zumeist an die letzten Ausscheidungen.

Chemischer Bestand und Durchtränkung.

Die Bedeutung dieser Faktoren für die Art der Ausscheidung sowohl als auch für die Form der Magma-Ergüsse, welche a. a. O. erwähnt wurde, soll hier ausführlicher behandelt werden.

Während im Ofen eine trockene Glut herrscht, welche das glasige Zerschmelzen des natürlichen Silicat-Gemenges bewirkt, steht das Magma unter wesentlich anderen Bedingungen: es ist ein von Lösungen durchtränkter Krystallbrei. In Folge dieser Durchtränkung ist das Magma bei relativ niederer Temperatur noch beweglich, während dieselbe Substanz in der trockenen Glut unseres Ofens selbst bei viel höherer Temperatur nur eine zähe, glasige Schmelze darstellt.

Die Bedeutung der Durchtränkung für die Ausscheidung lässt sich in der Natur wie im Laboratorium studieren. Während wir im batygenen, granitischen Magma kieselreichen Feldspat und Quarz individualisirt treffen, fehlen diese Gebilde fast immer in dem, an der Erdoberfläche erstarrten Magma (Lava). Während in der trockenen Glut unserer Öfen selbst bei sehr langsamem Erstarren Minerale von geringem Kieselgehalt entstehen, scheiden sich Quarz und kieselreiche Minerale nur unter dem Einfluss wässriger Glut aus. [1])

Gemeiniglich erstarrt das natürliche Magma seiner Im-

[1]) C. Fuchs, künstl. Min. Fouqué-Levy, Synthese des Min. 1882. Friedel, Sarasin, Bul. Soc. Min. 1879, p. 158, 1880, p. 171 (Adular, Quarz, Tridymit). Croustschoff: Min. Mit. IV, 536.

Digitized by Google

prägnation entsprechend steinig (teilweise oder ganz krystallin); es können aber auch in der Natur Verhältnisse eintreten, welche den Bedingungen unserer Schmelzöfen gleichen und welche dasselbe Resultat wie diese erzielen. Ein solcher Fall soll im Folgenden erörtert werden:

Die Trachyte sind bekanntlich öfters mit glasigen bez. blasigen Abarten ihrer Substanz (Obsidian, Bimsstein) innig verbunden. Diese verglasten Partien beherrschen gemeiniglich die Kruste der Ergüsse.[1])

Combiniren wir diese Tatsache mit der Erfahrung, dass derartige obsidianische Ströme nicht von den Flanken, sondern aus dem Krater abfliessen, so wird die Genesis dieser glasigen Massen klar. Kommt der Krystallbrei rasch zum Erguss, so erstarrt er bald und mit Bewahrung seiner krystallinen Textur. Bleibt das Magma hingegen im Krater, so wird es (durch die Nachschübe) lange glühend erhalten, während zu gleicher Zeit aus den obersten Massen die imprägnirenden Liquida entweichen. Das Magma ist in diesem Falle einer trockenen Glut ausgesetzt, in dieser aber können die Krystalle nicht bestehen, sie werden langsam zu Glas zerschmelzen.

Erfolgt nun ein Nachschub, so wird eine Masse gefördert, in welcher Trachyt und Obsidian innig verbunden erscheinen.

Bedeutung der Imprägnation für den Habitus der Lavaströme.

Was im vorliegenden Beispiele in auffälliger Weise sich vollzog, das tritt in untergeordneter Weise bei den meisten Ergüssen ein: die äusseren Teile verlieren ihre Liquida rascher und verglasen demgemäss stärker als der Kern des Lavastromes.[2]) Die eingeschlossenen Minerale dieser

[1]) Nach Dr. Reiss. Auch lagenweise erscheint das Magma in dieser Weise variirt — offenbar je nach der verschiedenen Imprägnation einzelner Schlierenblätter.

[2]) Wie schon Hamilton (Campi, Flegr. Brief 5), Spallanzani, Dolomieu hervorheben.

Digitized by Google

oberflächlichen Partien weisen einen glasigen Glanz auf (angeschmolzene Ränder).

Abgesehen von dieser Beeinflussung der Kruste unterscheidet man zwei durch den Grad der Imprägnation wesentlich bedingte Arten der Oberflächen-Beschaffenheit bei Lavaströmen: Blocklava, Fig. 176 und Fladenlava Fig. 177.[1]) Die Blocklava fliesst und erstarrt rasch unter massenhafter Dampfentwicklung; sie hat eine rauh zerklüftete

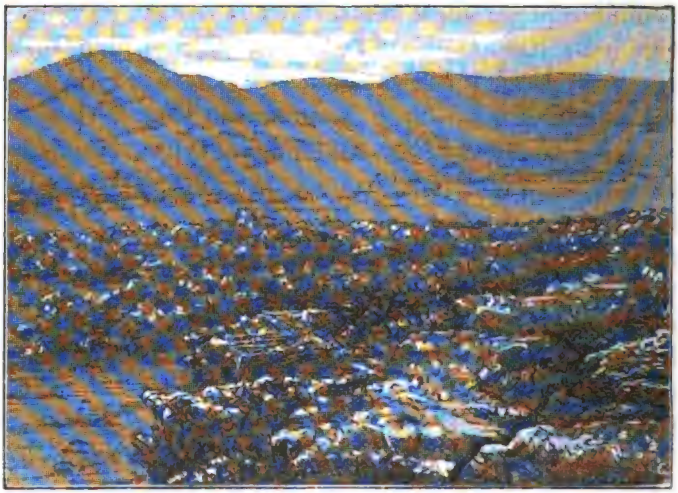


Fig. 176.

Oberfläche; bei ihrer Bewegung zerbricht sie oberflächlich in Schollen und Blöcke. Diese verschieben sich mit klirrendem, krachendem, rauschendem Lärm nebeneinander und übereinander. Das Stromende erscheint aufgelöst zu einem Haufwerk von Trümmern (dunkle Schollenwüste).

Die Fladenlava bewegt sich und erstarrt langsam, ohne bedeutende Dampfentwickelung. Oberflächlich bildet sich eine zähe Haut; diese wird durch die Bewegung der unteren, fliessenden Massen zusammengeschoben, gezerrt,

[1]) Roth, Vesuv. Rath (Z. geol. Gesellsch. 23, p. 709). Palmieri, Heim (Ausbruch des Vesuv 1873, p. 44). Judd Volcanos 1881, p. 98, Dutton, Hawai Ann. Rep. U. St. Survey 1884, Vol. 4, p. 95.

Digitized by Google

gerunzelt, zu Fladen gebauscht,[1]) tauförmig gewunden und ausgezogen. Oft zerreisst die Oberfläche und zähe, glühende Knoten und Patzen quellen aus dem Risse. Langsam geht die ganze Masse durch den zähen in den starren Zustand über.

Es erklären sich diese Gegensätze aus der verschiedenen Imprägnation des Magma: Im ersteren Falle haben wir es mit stark durchtränkter Lava zu tun; diese erstarrt unter reichlicher Ausstossung von Dämpfen, gut individualisirt,

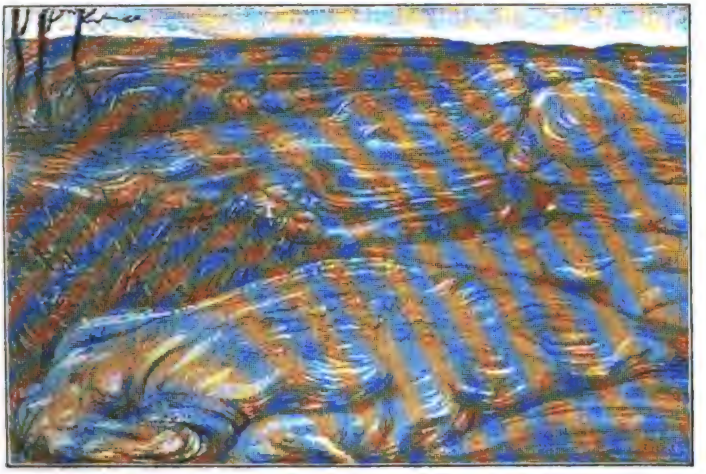


Fig. 177.

während die schwach imprägnirte Fladenlava schlecht individualisirt erstarrt.

Die Verschiedenheit der Durchtränkung mag von Anfang an bestehen, sie kann aber auch erworben sein. Man findet nämlich, dass jene Laven, welche aus dem Krater hervorbrechen und einen langen Weg bis zur Ebene unbedeckt zurücklegen, zum Schlusse der Wanderung den Habitus der Fladenlava aufweisen, während die tief am Gehänge des Vulkanes hervorbrechenden Laven, welche nur einen kurzen Weg bis zu ihrer definitiven Ruhestätte zurückzulegen haben, viel häufiger als Blocklaven erstarren, ein

[1]) Partienweise sieht der Erguss aus, als wären viele, mit heissem Asfalt gefüllte Kessel nebeneinander ausgestürzt worden (Dutton).

Digitized by Google

Gegensatz, welcher offenbar durch den verschiedenen Grad des Wasserverlustes bedingt ist.

Dieser causale Zusammenhang setzt uns oft in Stand, aus der beobachteten Stromform und Oberflächen-Beschaffenheit einer alten Lava die genetischen Bedingungen, welche zur Zeit jener Eruption bestanden, die ehemalige Imprägnation und Liquidität des Magma zu erschliessen.

Schliesslich erwähne ich eine zwar seltene, für den Theoretiker aber interessante Erstarrungsart, welche wohl auch durch den Grad der Imprägnation bedingt wird. Ich meine das Zerfallen des Magma zu einem glühenden Detritusbrei, eine Erscheinung, welche von Cassiodor, Mascoli, Caraffa (1631), Hamilton u. a. beschrieben wird. Monticelli beobachtete einen glühenden Trümmer- und Sandstrom, welcher gegen die Ebene immer mächtiger wurde und die umflossenen Bäume ankohlte. Während in diesem Falle keine Beobachtung des Ausbruches dieser Massen vorliegt, es also immerhin möglich ist, dass die bez. Partikel einfach heiss ausgeworfene Detritusmassen waren[1]) berichtet Hamilton von einem wirklichen Zerfallen der Lava, welches er in der Nähe beobachtete: einmal kam eine Partie hervor, welche zähe war wie Glasfluss; dann aber floss es plötzlich stäubend, wie wenn das Mehl unter dem Mühlsteine hervorläuft.[2])

Das Magma war offenbar partiell so stark imprägnirt und so gut individualisirt, dass es nicht als zusammenhängender Strom fliessen konnte, während die Durchtränkung anderseits doch nicht genügte, um tuffige Zerstäubung zu bewirken. Unter solchen Umständen zerbröselte die Lava zu einem Haufwerk von Krystallen. Analog sind die folgenden zwei Er-

[1]) Monticelli (Vesuv übers. 1824, p. 177) deutet die Erscheinung so. Der oberflächliche Beobachter kann unter Umständen wohl auch durch gemeine Tuffrutschungen irregeleitet werden: wenn loser Sand vom trockenen steilen Kegel in dünnen Strömen abrieselt, gleichen diese kleinen Sandlavinen in Folge der von ihnen aufsteigenden Staubwolken auffallend dampfenden Lavaergüssen. Vgl. Heim, Z. geol. Gesellsch. 1873, p. 36.

[2]) Hamilton: Campi Fegraei 1769, Brief IV, p. 38. Monticelli, Vesuv 1824, p. 177, 182.

Digitized by Google

scheinungen: Wenn man geschmolzene Bleiglätte erstarren lässt und dann in die Kruste hineinstösst, so quillt und brodelt aus dem Loche eine Masse von Erstarrungs-Grus hervor; auch das rote chromsaure Kali zerfällt beim Erstarren von selbst zu Krystallpulver.

Mag das Zerfallen in diesen Fällen auf Gasausscheidung oder auf einer anderen Ursache (etwa ungleicher Contraction) beruhen — eine Erscheinung dürfte all den vorliegenden Beispielen gemeinsam sein: jene gesättigte Lösung (Mutterlauge), welche bei erstarrenden Mischungen zuletzt in den festen Zustand übergeht und die Verkittung der älteren Ausscheidungen besorgt, hat in den angezogenen Fällen keine Rolle gespielt.

Reihenfolge der Ausscheidungen im Magma; Umlagerung.

Die frei ausgebildeten Krystalle im Magma sind früher gebildet als der sie umgebende Kitt. Verfolgt man diese schon von Launay festgestellte Beziehung,[1]) so findet man, dass im Magma mit mittlerem oder hohem Kieselgehalt im allgemeinen zuerst Erze (Magnetit, Ilmenit) und Apatit, Titanit, Zirkon,[2]) dann die basischen, dann kieselreiche Minerale (Feldspat)[3]) zuletzt freie Kieselsäure sich ausscheiden. Die Abscheidungen erfolgen natürlich nicht genau nach diesem Schema, sondern oft beginnt die jüngere Abscheidung vor Abschluss der älteren Abscheidungs-Fase, so dass die verschiedenen Gebilde einander gegenseitig hemmen. Einen auffallenden Einfluss üben diesbezüglich die relativen Mengen:[4]) Ist sehr viel Feldspat-Substanz disponibel, so kommt dieselbe oft verhältnissmässig früh zur Abscheidung und die basischen Partikel

[1]) Rosenbusch, N. Jb. Mineral., 1882, p. 1 f., Judd, Q. Geol. Soc. 1886, p. 78.

[2]) In basischem Magma (Gabbro) gehören Chromit und Picotit unter die ersten Ausscheidungen.

[3]) Diese Reihenfolge gilt z. T. auch für einzelne Individuen, indem z. B. Feldspate nicht selten einen basischen, leicht verwitterbaren Kern und eine kieselreiche, widerstandsfähige Hülle aufweisen. Höpfner, N. Jb. Mineral. 1881, p. 883. Hussak, B. d. Mineral. 1885, p. 71.

[4]) Rosenbusch, Mikr. Gesteine 1886, p. 10, 153.

Digitized by Google

erscheinen dann oft eingeklemmt, d. i. später ausgeschieden (Anomalien der Reihenfolge).

So wie das Magma zur Eruption gelangt, besteht es aus einem Brei, gemischt aus basischen Krystallen und liquidem, kieselreichem Kitt, welcher gallertig (mit wechselndem Wassergehalt) erstarren dürfte.[1])

Diese Beziehung verwickelt sich dadurch, dass der Erstarrungs-Prozess oft in mehreren Fasen abläuft, wodurch mehrere Generationen von Ausscheidungen entstehen: In den Gesteinen mit porfyrischer Textur unterscheidet man Einsprenglinge, welche sich zuerst ausgeschieden haben und eine Grundmasse, welche aus späteren Ausscheidungen zusammengesetzt ist. Für beide Classen gilt die Regel, dass die basischen Substanzen sich zuerst ausscheiden;[2]) auch sind die Minerale der ersten Generation gemeiniglich basischer als die gleichgearteten zweiter Generation. Die älteste Generation von Krystallen ist oft karakteristisch dadurch, dass sie viel durchgemacht hat: die einzelnen Individuen sind oft alterirt, zersplittert, gestaut und verbogen, überdies hat die Mutterlauge des Magma auf diese präexistenten Gebilde nicht selten intensiv kaustisch eingewirkt; die Krystalle weisen Ätzfiguren auf, welche jenen gleichen, die an künstlich dargestellten Mineralen durch Einwirkung der Mutterlauge entstehen, bei intensiverer Einwirkung beobachtet man Ätzgruben, Buchten und Taschen, welche sich tief in die Krystalle einfressen und nur Ruinen derselben übrig lassen. Die Grundmasse füllt die Vertiefungen und löst die kleineren Krystalle bis auf Rudimente oder wohl auch vollständig auf (magmatische Resorption).[3]) Unter veränderten Umständen kehrt sich der Prozess um und der teilweise zer-

[1]) Delesse, Metamorf. 1861, p. 52, vermutet, dass Quarz unter Druck und bei hoher Temperatur als Gallerte existirt. Lehmann, Kryst. Schiefer 1884, p. 55, über gallertige Ausscheidung.

[2]) Der bedeutende Wechsel der Existenzbedingungen, welcher durch die Eruption sowie die Nachschübe bewirkt wird, erklärt, dass vielfach Abweichungen von dieser Regel vorkommen. Vgl. A. Schmidt Geol. Münstertales 1886, p. 95.

[3]) Über magmatische Resorption s. Rosenbusch. Mikr. Gesteine 1886, p. 87, 127 f. Der schwarze (opacitische) Mantel, welchen Horn-

Digitized by Google

störte Krystall wächst durch Abscheidungen der Mutterlauge an, er heilt aus und wird frisch ummantelt von einer Substanz, welche meist nicht ident, doch analog dem Kerne ist. [1])

Besonders intensiv und mannigfaltig sind die Wandlungen der ersten Ausscheidungen bei Massenergüssen, welche durch Nachschübe wiederholt dislocirt, wieder durchwärmt und neu belebt wurden. Manche Mineralien werden unter diesen Verhältnissen nach den Flächen geringsten Widerstandes von Mutterlauge durchsetzt und nehmen in Folge dieser secundären Einlagerungen einen eigentümlichen Karakter an: der Augit wird zu Diallag, der Enstatit zu Bronzit, ausnahmsweise nimmt auch der Feldspat den Karakter von Aventurin an. [2])

Das Verhältniss der präexistenten Krystalle zu den späteren Ausscheidungen ist wesentlich verschieden bei den in der Tiefe geförderten (bathygenen, unter Druck erstarrenden) granitischen Gesteinen einerseits und bei den Laven anderseits. In beiden Fällen tritt in Folge einer Ruptur der Erdkruste Druckerleichterung und partielle Verflüssigung ein; die kieselreichen Gebilde verflüssigen sich in der Regel leichter als die basischen, unter Partikeln derselben Art aber lösen sich die kleinen rascher als die grossen. Die basischen Bestandteile und die grossen

---

blende und Biotit nicht selten aufweisen, wird auf derartige kaustische Einwirkung der Mutterlauge auf die präexistenten Krystalle zurückgeführt. Hussak, B. d. Mineral. 1885.

[1]) Da geschmolzene Hornblende-Substanz an der Erdoberfläche (in trockener Glut) nicht wieder als Hornblende, sondern als Augit erstarrt, begreift es sich, dass man die in der Tiefe gebildeten, präexistenten Hornblenden in Laven nicht selten von später angelagerter Augitsubstanz ummantelt findet. Bleibtreu, Z. geolog. Gesellsch. 1883, Doelter, N. Jb. Min. 1884, p. 42.

[2]) Judd, welcher diese Vorgänge untersucht, bezeichnet die bez. Umwandlung als „Schillerung," weil die Minerale in Folge der Einlagerungen schillern. (Judd: Tertiary Gabbro. Geol. Soc. 1885 und 1886, p. 65, 82). Da verschiedene Individuen derselben Mineralspecies gegen chemische Agentien sich verschieden verhalten, begreift es sich, dass man oft neben schillernden (umgewandelten) auch unveränderte Minerale derselben Gruppe antrifft (Augit neben Diallag etc.) Ein Teil der Schillerung dürfte übrigens durch ursprüngliche Einschlüsse bedingt sein.

Digitized by Google

Krystalle sind also in einem kieselreichen Liquidum suspendirt und dieser Brei (Magma) kommt zur Injection bez. Eruption. Wird das Magma in der Tiefe gefördert, so erstarrt die zweite Generation von Krystallen (gleich der ersten präexistenten Generation) mit dem bathygenen Habitus (Flüssigkeits-Einschl. etc.) Gelangt das Magma hingegen an die Oberfläche, so scheidet sich die zweite Generation unter geringem Druck ab und erhält einen entsprechenden Habitus. Ein zweiter Gegensatz besteht darin, dass der granitische Erguss in Folge seiner meist bedeutenden Masse langsam erstarrt und durch

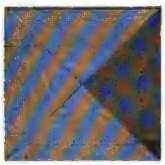


Fig. 178.

Fig 179.

Fig 180.

Nachschübe lange lebendig erhalten und beeinflusst wird, während der Lavastrom meist einen viel monotoneren Erstarrungs-Prozess durchläuft.

Im ersten Falle treffen wir oft mehrere Generationen (polygene Eruptivgesteine) und die älteren Gebilde weisen intensive chemische wie mechanische Wandlungen und Umgestaltungen auf; jede Generation aber hat den Karakter des Tiefgebildes (Flüssigkeits-Einschlüsse).

Im zweiten Falle treffen wir neben den präexistenten Krystallen eine junge, an der Erdoberfläche gebildete Generation, welche entsprechende Merkmale aufweist (Gas- und Glas-Einschlüsse). Fig. 178—180 veranschaulicht die bez. Verhältnisse.

Fig. 178 (Diorit): erste Ausscheidung Magnetit, Apatit, dann erstarrt $^3/_4$ der Masse als Feldspat und $^1/_4$ als Hornblende; gegenseitige Umhüllung.

Fig. 179 (Granit) zerfällt in zwei Generationen. Die Hälfte der Substanz (meist Feldspat) wurde krystallin gefördert, nach der Förderung erstarrt die andere Hälfte und zwar

Digitized by Google

scheidet sich zuerst $^3/_8$ Feldspat, zuletzt $^1/_8$ Quarz aus. Fig. 180 (H. Andesit) zerfällt gleichfalls in zwei Generationen: in der Tiefe hat sich das halbe Magma ausgeschieden ($^1/_8$ Hornblende, dann $^3/_8$ Feldspat), nach erfolgter Förderung scheidet sich $^3/_8$ als Feldspat aus, der Rest der Substanz erstarrt amorf.

Man sollte erwarten, dass die präexistenten Krystalle der Laven ihrer tiefen Genesis entsprechend (im Gegensatze zur jüngeren Generation) Flüssigkeits-Einschlüsse aufweisen; das trifft aber nicht zu, was sich meines Erachtens aus dem Umstande erklärt, dass die aus der Tiefe stammenden Krystalle während der Förderung innerlich soweit beweglich bleiben, dass die (ursprünglich) eingeschlossenen Liquida (nach den Spaltflächen) entweichen können. [1])

Umlagerung der erstarrten Massen.

Ein gutes Beispiel liefert das Glas, welches bei Rotglut unter günstigen Verhältnissen ziemlich rasch in sog. Reaumur-Porzellan umgewandelt wird; Naumann hatte beobachtet, dass der Boden einer Retorte, die er lange benützt hatte, milchig wurde. [2]) Reaumur, welcher meinte, das Glas werde in diesem Falle, geradeso wie das Eisen beim Prozesse des Stählens, durch Aufnahme eines Stoffes umgewandelt, führte eine einschlägige Versuchsreihe aus, welche ihm schliesslich das besagte porzellanartige Produkt lieferte.

Er bettete Glasstücke in Russ, gestossene Kohle oder organische Substanzen und setzte die so umhüllten Versuch-Gegenstände einer lang anhaltenden Hitze aus. Nach beendig-

[1]) Eine Analogie finden wir in der Erscheinung, dass eine mit Wasser gefüllte Glasröhre, welche in hermetischem Gefässe einer hohen Temperatur ausgesetzt wird, nach abgeschlossenem Versuche in eine opake Masse verwandelt erscheint und das Wasser zum grossen Teile (durch Haarrisse) abgegeben hat, ohne ihre ursprüngliche Form und ihren Zusammenhang eingebüsst zu haben. (Daubrees Versuch.) Die vielfach beobachteten Verschiebungen, Zertrümmerungen, Abspaltungen etc., welche man an den Krystallen des Magma oft beobachtet, sprechen jedenfalls dafür, dass die Krystalle im Magma leicht dislocirt werden. H. O. Lang Erupt. Christiania 1886, p. 13.

[2]) Cit. Lewis, Zusammenhang d. Künste, übers 1764, I, 372.

Digitized by Google

tem Prozesse fand er das Glas aussen geschwärzt, innen aber in „Porzellan“ umgewandelt. — Er versuchte nun die Wirkung anderer Stoffe. Unter diesen erwies sich eine Mischung von Sand und Gyps als besonders zweckentsprechend. In Rot-Glühhitze gieng die Umwandlung langsam vor sich. Zwischen Rot- und Weiss-Glut aber wurde die vollständige Umsetzung der dicksten Flaschenböden binnen ein bis zwei Stunden bewerkstelligt.

Im ersten Stadium des Vorganges läuft das Glas bläulich an. Später ergreift diese Färbung die ganze Masse des Glases, während die Oberfläche desselben weiss und dem Email ähnlich wird. In dieser äussersten Schicht unterscheidet man an beiden Flächen Fasern, welche senkrecht zu diesen Flächen stehen.[1]) — Endlich ist das ganze Glas in den fasrigen Zustand übergeführt. Die seidenglänzenden Fasern stossen von beiden Flächen aus in der Mitte des Glaskörpers zusammen. Dort zeigt sich eine Sonderungs-Fläche. Bei fortdauernder Erhitzung verwandeln sich die äusseren Enden der Fasern in Körner und diese Textur schreitet centripetal vor, wie ehedem die fasrige Umwandlung. Endlich ist das ganze Faser- in Korn-Porzellan umgewandelt. Lässt man diesen Körper noch länger der Hitze ausgesetzt, so lockert sich der Zusammenhang und diese Lockerung kann bis zum Zerfallen des Porzellans in Grus gesteigert werden.

Kalkhaltige Gläser eignen sich zu diesem Versuche besonders; es scheidet sich ein Kalksilicat in Krystallen ab (Wollastonit), während in den Zwischenräumen glasiges Alkali-Silicat bleibt.[2]) Erhält man Glasflüsse von der Zusammensetzung irgend eines Feldspates lange Zeit bei einer wenig unter dem Schmelzpunkte liegenden Temperatur, so erhält man gleichfalls entglaste Kuchen, welche natürlich die besagte chemische Zusammensetzung z. T. auch die mikroskopischen Karaktere der betreffenden Minerale haben.[3])

---

[1]) Reaumur: Hist. Acad. Paris 1735, Schweigers J. f. Chem. 1811, p. 21. Ferner: Leonhard, Basalt 1832, Vol. 2, p. 478. Daubree, Metamorf. übers. 1861, p. 45.

[2]) Schott, Pog. 1875, 155, p. 22. Grögr, Dinglers J. 1881, 142, p. 297.

[3]) Fouqué, Levy, Bul. Soc. Min. 1879.

Digitized by Google

Die Ursache der Entstehung des Reaumur-Porzellanes hat bereits Lewis (im Gegensatze zu Reaumur) nicht in einer Stoffaufnahme, sondern in einer Umlagerung der kleinsten Teile erkannt. Um zu ergründen, ob wirklich nur die hohe Temperatur diese Umlagerung bewirke, erhitzte er das Glas, ohne es nach Reaumurs Vorgang in Gyps einzubetten. Unter diesen Verhältnissen gieng aber die Umlagerung entweder gar nicht oder doch sehr langsam vor sich. Lewis und seine Nachfolger konnten das verborgene Agens nicht entdecken; heute ist man aber in der Lage, zu behaupten, dass das im Gyps enthaltene Wasser, welches während des Glühens allmählig abgegeben wird, die Umlagerung begünstigte. Durch die Gegenwart von Gyps wird eben in diesem Falle die trockene Ofenglut in eine feuchte Glut umgewandelt und diese erleichtert die molekulare Umlagerung.

Ich erinnere ferner an die Erscheinung, dass Roststäbe krystallin werden, an den Röstprozess von Agordo, bei welchem sich das Halb-Schwefelkupfer im Kerne des gerösteten Erzklumpens concentrirt etc.

Als Beispiel einer mit Stoffaufnahme verbundenen Umwandlung fester Körper bei erhöhter Temperatur erwähne ich den Prozess des Stählens, welcher, wie neuere Versuche zeigen, selbst bei einer tief unter dem Schmelzpunkte liegenden Temperatur vor sich geht. Schon bei einer mässigen Erwärmung (auf 250°) dringt nicht bloss die Kohle in das Eisen ein und verwandelt dasselbe in Stahl, sondern auch das Eisen diffundirt in die Kohle. [1])

In diesen und anderen Fällen vollziehen sich Umlagerungen und Wandlungen in festen Körpern. Als Ursachen dieser Wandlungen sind hervorzuheben:

1. eine Temperatur, welche nicht tief unter dem Schmelzpunkte des leichtschmelzbarsten Bestandteiles der betreffenden Substanz liegt;

2. die Gegenwart von Liquiden in den Interstitien (leicht schmelzbare Bestandteile, concentrirte Lösungen oder auch nur Gase; Mutterlauge und Wasserdampf);

[1]) Colson, C. R. 1881, Vol. 93, p. 1074.

Digitized by Google

3. hebe ich als ein für geologische Wandlungen wichtiges Moment hervor: Wechsel des Druckes, wodurch der Lösungs-Coefficient bez. der Schmelzpunkt der liquiden Relicte des Magma alterirt wird.

Im ersten Stadium des Erstarrens werden Wandlungen vermittelt durch die Schmelzrelicte, später aber durch das im Magma enthaltene Wasser oder richtiger durch die gesättigten (Salz-[1]) bez. Silicat-)Lösungen. Die Gegenwart geringer Mengen dieser Liquida genügt, um bedeutende Umlagerungen im erstarrten Magma zu bewirken.[2])

Das Liquidum löst zunächst an einem Punkte und lagert den Stoff an einem anderen Orte wieder ab. Nun ist das Lösungsmittel wieder disponibel und kann anderwärts angreifen.[3]) So kann die Wandlung eventuell fortgehen, bis alles Material bewältigt ist und sich den herrschenden Verhältnissen angepasst hat.

In den Legirungen bestehen viele Verbindungen von verschiedenem Schmelzpunkt nebeneinander. Werden die Legirungen bei einer Temperatur erhalten, bei welcher die leicht schmelzbarsten Glieder beweglich bleiben, so kann das molekulare Gleichgewicht des Körpers verändert werden, ohne dass der Körper seinen starren Karakter verliert. Ebenso wirkt ein leicht schmelzbares Silicat oder die Gegenwart von Lösungen innerhalb des Magma. Das Liquidum vermittelt die Wandlungen innerhalb der erstarrten Masse. Wo die Temperatur oder der Druck sich vermindern, wird

---

[1]) Gepulverte Silicate geben an reines Wasser, Chloride und Sulfate, an kohlensäurehältiges Wasser auch Alkalien ab. (Struves Nachbildung der natürlichen Mineralquellen.) Na Cl wird in den Flüssigkeits-Einschlüssen der granitischen Gesteine angetroffen. Die Bedeutung dieses Salzes als Lösungs- und Umwandlungsmittel für Silicate betont Lemberg. (Z. geol Gesellsch. 1876, p. 87.)

[2]) Der Schmelzpunkt der Salze und Silicate wird durch geringe Mengen Wasser bedeutend herabgedrückt. Petterson in Wiedemanns Beibl. 1883, p. 835.

[3]) Bekanntlich spielen derartige „Vermittler“ (welche nicht selbst an der neuen Molekular-Lagerung teilnehmen, sondern dieselbe nur bewirken und dann wieder frei werden) bei vielen chemischen Prozessen eine Rolle.

Digitized by Google

Stoff abgelagert, wo Druck oder Temperatur steigen, da gehen Stoffe in die Lösung über; so werden fort und fort Substanzen gelöst, abgelagert und umgetauscht.

Während am Lande wie in seichter See die im Magma enthaltenen Liquida aus dessen äusseren Partien entweichen (Exhalation), bleiben dieselben im Inneren grosser Lavaströme, in noch bedeutenderem Masse aber im Innern der in namhafter Tiefe geförderten Massenergüsse gefesselt und vermitteln dann Umlagerungen, Concretion, Secretion und regionale Association. Überhitztes Wasser (bez. überhitzte gesättigte Lösungen), SO_2, H_2S, Cl H, Na Cl u. a. Stoffe dienen als Lösungs- und Umwandlungsmittel. Sie vermitteln die Bildung von Contact-Mineralien (Silicaten und Erzen) in der Nachbarschaft der betreffenden Eruptivmasse, anderseits aber auch analoge Abscheidungen im Innern der Masse: Hohlräume und Spalten (welche in Folge von Gasausscheidung, Contraction oder Dislocation entstehen) füllen sich mit Secreten, anderseits bilden sich Concretionen. Die Secrete wie die Concretionen weisen bald eine centrale, bald eine flächige Anordnnng auf. Die centralen Secretionen halten sich an Blasen, die centralen Concretionen an einzelne anziehende Partikel im Magma; die flächigen Secretionen sind gebunden an Klüfte oder an die Grenzfläche zwischen zwei Schlieren (Schlieren-Exsudate,[1]) die flächigen Concretionen aber halten sich an flächig angeordnete anziehende Partikel (Schlieren).

Da die Secretionen als letzte Ausscheidungen auftreten, folgt, dass dieselben in der Regel kieselreicher sind, als das Muttergestein[2]) (quarzreiche Secrete, helle Blätter und Gänge im Granit etc.)

Am intensivsten treten derartige Ausscheidungen bei kieselreichen, granitischen Gesteinen auf, welche allem Anscheine nach ein Gemenge von Ausscheidungen und kieselreicher, viscoser (gallertiger) Grundmasse darstellen.[3])

---

[1]) Quarz-Exsudate mit Zinnerz zwischen den flächigen Schlieren der Greisenmasse von Zinnwald. Reyer, Altenberg. Jb. geol. Reichsanst. 1879.

[2]) Reyer, Sierra Nevada, N. Jb. Mineral. Beilage 1886.

[3]) Lehmann, Kryst. Schiefer p. 55.

Digitized by Google

Die Concretionen, welche in der Regel einem frühen Stadium der Abscheidung angehören, sind dem entsprechend meist basischer, als die umschliessende Masse (dunkle Schlieren-Knollen und Einschlüsse im Granit).

Volumetrische Verhältnisse erstarrender Körper; Contraction.

Die Betrachtung der bez. Verhältnisse hat zu widersprechenden Resultaten geführt, weil heterogene Dinge vermischt und Bausch-Beobachtungen verwertet wurden, wo nur analytische Betrachtung zum Ziele führen konnte. Unterscheidet man jedoch die verschiedenen concurrirenden Erscheinungen, so gelangt man zu einer befriedigenden Lösung:

Mallet misst den Inhalt eines mit basischen Schlacken angefüllten Tiegels, dann lässt er die Schlackenmasse erstarren und bestimmt ihr Volumen. Hieraus entnimmt er, dass die betreffende Substanz beim Erstarren und Abkühlen (von 2000° auf normale Temperatur) sich um 6 % zusammenzog.[1])

Waller misst die Zusammenziehung, welche eine gegossene Spiegelplatte vom Momente des Erstarrens bis zur vollendeten Abkühlung erleidet und findet eine lineare Contraction von 0·53 % (kubische Zusammenziehung = 1·6 %).[2]) Die Volumverminderung ist also bei kieselreichen Gläsern viel geringer, als bei basischen Silicaten.

Siemens weist durch Messung nach, dass das gemeine

[1]) Mallet: Phil. trans. London 1873. Vol. 163, p. 199. Wie viel die Zusammenziehung im Momente des Erstarrens ausmachte (worauf es doch ankommt) ist nicht zu entnehmen. Falsch ist es, dass der Autor auf diese Erfahrung gestützt, die Versuche von Bischof verwirft. Bischof hat krystallinen Granit zu Glas zerschmolzen (s. unten): Mallet hat halbglasige Schlackenmassen behandelt! Die Folgerungen Mallets sind unlogisch.

[2]) Mallet cit. p. 204. Mallet basirt auf diese Erfahrungen seine Berechnung über die Contraction der Erde (p. 214). Die Erde besteht aber gewiss nicht aus basischem Glas, sondern aus krystallin erstarrten Substanzen (und einem metallischen Kern). Bei diesen ist die Zusammenziehung beim Übergang vom glasig-geschmolzenen in den krystallinstarren und kühlen Zustand viel bedeutender. Diess würde Mallets Anschauungen von localen Zertrümmerungen und Umschmelzungen besser

Digitized by Google

Fensterglas beim Übergange vom flüssigen in den zähen Zustand sich merklich contrahirt, während beim Übergange vom zähen in den festen Zustand nur eine geringe Volumverminderung eintritt.[1])

Wesentlich anders, als die glasigen, verhalten sich die krystallinen Massen, wenn man sie schmilzt und dann erstarren lässt. Die Töpfer wissen, dass Tonwaaren beim ersten Brennen in Folge von Wasserverlust um etwa 10% „schwinden", dass aber dann im scharfen Feuer eine Verminderung des spezifischen Gewichtes und eine entsprechende Volumvermehrung eintritt.[2]) Heute weiss man, dass diese Auflockerrung der natürlichen (krystallinen) Silicate eine Folge von teilweiser Verglasung ist.

Magnus hat zuerst einzelne Minerale in dieser Hinsicht untersucht und gefunden, dass sämmtliche, nachdem sie glasig zerschmolzen sind, ein kleineres spezifisches Gewicht haben, d. h. an Volum zunehmen (s. unten).

Bischof schmilzt ein bestimmtes Volum Granit und findet, dass die erhaltene Glasmasse etwa $^1/_5$ mehr Raum einnimmt, als die angewendete Granitsubstanz.[3]) Später wurden diese Untersuchungen corrigirt und ausgedehnt.[4]) Ich gebe die folgenden bezüglichen Daten:

Quarz wird durch das Schmelzen in glasige Kieselsäure verwandelt, wobei sein spezifisches Gewicht um 20% vermindert wird; basische Feldspate hingegen werden nur um 6—7% aufgelockert:[5])

---

entsprechen, als der von ihm eingeführte, zu niedere Wert. Trotzdem betrachte ich Mallets Hypothese als unhaltbar, wie ich an anderem Orte ausführe.

[1]) W. Siemens: Ber. Akad. Berlin 1878, 558.

[2]) Wedgwood: Phil. trans. London 1782, p. 305 und 1786, p. 396. Brogniart: Arts ceram. 1844, p. 19, 282. Rose: Vh. Akad. Berlin 1845, 253.

[3]) Bischof: Jb. Mineral. 1841, p. 565; 1843, p. 1 f. Bischofs Zahl ist zu gross.

[4]) Rose: Kopp's J. f. prakt. Chem. 65, ferner Pog. 73, p. 454. Deville: Compt. Rend. 1845, I 1453. Delesse: Bul. soc. geol. 1847, p. 1381. Ramelsberg: Mineralchemie.

[5]) Die durch Schmelzen aufgelockerten Silicate werden im allgemeinen leichter durch chemische Agentien angegriffen, sie sind zersetzlicher und verwittern leichter.

Digitized by Google

Mineral:	% Schmelz-Auflockerung:
Quarz	20
Augit, Hornblende [1])	13—15
Orthoklas	8—12
Adular, Sanidin	8
Basischer Feldspat	6—7

Aus diesen Daten folgt, dass quarzreiche Eruptivgesteine durch Schmelzen mehr aufgelockert werden, als basische. Ferner entnehmen wir, dass von zwei Gesteinen, welche einander chemisch gleichen und nur texturell verschieden sind, das krystalline beim Schmelzen eine bedeutendere Auflockerung erfährt, als das glasigere. Das konnten wir erwarten; wir haben ja oben gesehen, dass glasige Massen, wenn sie glasig erstarren, sich nur wenig contrahiren; hieraus folgt umgekehrt, dass glasige Substanzen beim Schmelzen sich auch nur wenig auflockern. Die Krystalle hingegen erleiden beim glasigen Zerschmelzen eine beträchtliche Auflockerung. Das spezifische Gewicht des Granitglases wird viel geringer sein, als das des Granites, während das Volumgewicht eines chemisch gleich zusammengesetzten Obsidianes sich begreiflicher Weise wenig ändern wird. Die Granitsubstanz ist eben nach dem Schmelzen in einen wesentlich neuen Zustand übergegangen, während der Obsidian nach dem Schmelzen eben wieder als Glas erstarrt. Zwischen diese Extreme schieben sich als Zwischenglieder Porfyr und Trachyt ein.

Gestein:	Betrag der Auflockerung beim Schmelzen:
Granit	9 - 11%
Porfyr	8—10 „
Quarztrachyt	3—5 „
Obsidian	0 „

Ein Teil der Differenz beruht darauf, dass der Trachyt die überschüssige Kieselsäure grösstenteils im amorfen, aufgelockerten Zustande enthält, während ein Granit von gleicher Zusammensetzung ausgeschiedenen Quarz enthält; ein zweiter Grund liegt in der Porosität vieler Trachyte. Da aber auch die vollkrystallinen Trachyte, welche höchstens dünne amorfe Häutchen zwischen den individualisirten Partikeln und nur

[1]) Hornblende erstarrt nach trockener Schmelzung als Augit.

Digitized by Google

wenige Gasporen führen, specifisch leichter sind als die Granite von gleicher Mischung, liegt die Vermutung nahe, dass das Haufwerk von Körnern und Lamellen, welches die trachytische Grundmasse bildet, molekular lockerer gefügt sei, als die Feldspat-Substanz der Granite.

Blicken wir nun auf die basischen Eruptivgesteine, so finden wir, dass sie durch Schmelzen weniger aufgelockert werden, was auf Grund der oben angegebenen Auflockerungswerte für die verschiedenen Minerale zu erwarten war. Auch kann man von vornherein behaupten, dass die basischen (z. T. verglasten) Laven durch Schmelzung weniger aufgelockert werden, als die entsprechenden vollkrystallinen Gesteine. Das Ergebniss unserer Betrachtung ist folgendes:

1. Gläser nehmen in Folge des Schmelzens wenig an Volum zu oder umgekehrt: Glasschmelzen contrahiren sich wenig, wenn sie glasig erstarren.

2. Krystallmassen werden durch das glasige Zerschmelzen bedeutend aufgelockert, oder umgekehrt: Glasschmelzen contrahiren sich bedeutend, wenn sie krystallin erstarren.

3. Basisches Magma contrahirt sich beim krystallinen Erstarren weniger als kieselreiches.

Diese Resultate erhalten Bedeutung, wenn wir uns erinnern, dass das Magma in beträchtlicher Tiefe derzeit wahrscheinlich aus krystallinen[1]) Silicatmassen besteht, welche eruptionsfähig sind, sobald sie entlastet werden. Kommen diese dichten[2]) Massen zur Förderung, so lockern sie sich in dem Maasse auf, als sie in Regionen von geringerem Druck emporkommen. In mässigen Tiefen wird aus dem dichten Granitmagma ein minder dichtes Porfyrmagma, in seichter See oder am Lande geht die Auflockerung noch weiter; Trachyt und Trachytglas (Obsidian) bilden sich.

Man könnte sich versucht fühlen, aus den festgestellten

[1]) Die präexistenten Krystalle beweisen, dass die Individualisirung der im Erdinneren ruhenden Silicate übereinkommt mit den an den granitischen Gesteinen beobachteten Gestaltungen.

[2]) Die Petrografen bezeichnen, dem fysikalischen Sprachgebrauch entgegen gerade die weniger dichten (afanitischen) Gesteine als dicht.

Digitized by Google

Werten die Contraction der Erde zu berechnen. Ich halte diese Frage jedoch für unlösbar, weil man über das Verhältnis des metallischen Erdkernes zur Silicat-Sfäre nichts weiss und weil man die molekuläre Lagerung und Contraction der unter hohem Druck stehenden flüssigen, erstarrenden bez. erstarrten Massen nicht eruiren kann. Man kann behaupten. dass die einst geschmolzene Silicatmasse, sowie der Metallkern beim Übergange in den festen Zustand sich wahrscheinlich bedeutend contrahirt haben,[1]) eine quantitative Bestimmung ist aber illusorisch.

Ausdehnung beim Erstarren.

Von vornherein sollte man annehmen, dass alle Körper, welche beim Erstarren Wärme abgeben, auch dem entsprechend eine gedrungene Molekül-Lagerung annehmen, d. i. sich contrahiren müssten. Es wird jedoch constatirt, dass nicht bloss das Wasser, sondern auch manche Salze und Metalle eine Ausnahmestellung einnehmen. Diessbezüglich sind vor allem zwei Momente, welche der eintretenden engeren Lagerung der Moleküle entgegenwirken, zu betonen und wohl zu sondern:

1. Die Überschmelzung. Duvernoy[2]) findet, dass geschmolzenes Zinn, Zink und andere Metalle, ferner Schwefel und viele Salze, in Glasröhren langsam abgekühlt, das Gefäss zersprengen, was bei raschem Erstarren dieser Substanzen nicht eintritt. Da im ersten Falle die Krystallisation viel vollständiger ist, schliesst er, dass die Körper beim Übergange in den festen Zustand in Folge der krystallinen Lagerung anschwellen. Ich glaube jedoch, dass diese Versuche sich in anderer Weise deuten lassen: Wird die Abkühlung verzögert, so stellt sich Überschmelzung ein. Die Moleküle haben Zeit gehabt, sich harmonisch zu ordnen und rücken nun rasch in die krystalline Lagerung. Im Falle des nor-

[1]) Es ist denkbar, dass Liquida unter hohem Drucke eine so gedrängte molekuläre Lagerung annehmen, dass die Contraction beim Übergange in den starren Zustand unbedeutender ist, als an der Erdoberfläche.

[2]) Duvernoy: Jb. Min. 1852, p. 788—795.

Digitized by Google

malen Erstarrens war ein grosser Wärmeüberschuss dem schnellen Abschlusse der Erstarrung hinderlich; die Krystallisation musste ruckweise vorgehen. Im zweiten Falle hingegen war die überschüssige Wärme schon soweit abgeführt, dass der grösste Teil der Masse ungehindert krystallisiren konnte. Im ersten Falle wurde das Übermass von Wärme durch lange Zeit schubweise abgegeben, weil die Krystallisation lange andauerte. Im letzteren Falle wurde eine im Ganzen geringere Wärmemenge während des Erstarrens abgegeben; da aber diese Abgabe sich auf kurze Zeit beschränkte, übte sie eine augenfälligere Wirkung: Die rasch erstarrende[1]) Masse erhitzte sich, sie dehnte sich dem entsprechend aus und zersprengte das Gefäss. Der raschen Wärmeentbindung der überschmolzenen Substanzen schreibe ich in den meisten der angeführten Fälle das Springen der Röhre zu.

2. Als zweite Ursache der Ausdehnung erstarrender Massen bezeichne ich die Ausscheidung von Gasen. Zunächst einige Tatsachen:

Reaumur erwähnt, dass erstarrtes Gusseisen, in flüssiges geworfen, schwimmt.[2]) Wenn man das schwimmende Stück untertaucht, schnellt es wieder empor, wie Eis im Wasser. Hieraus schliesst der Autor, dass das Eisen sich beim Erstarren ausdehne.

Rinmann beobachtet, dass das feste Eisen sich bei erfolgender Erhitzung fort und fort ausdehnt bis nahe an seinen Schmelzpunkt, dann tritt momentan eine kleine Volumen-Verminderung ein.[3])

[1]) Leitet man die Erstarrung einer überschmolzenen Substanz bei einer nur wenig unterhalb des Schmelzpunktes liegenden Temperatur ein, so pflanzt sich die Erstarrung nur langsam durch die Untersuchungs-Röhre, in welcher sich die Substanz befindet, fort. So pflanzt sich die Erstarrung des bei 44° erstarrenden P mit 1 *mm* per Secunde fort; war der überschmolzene P hingegen bis auf 39° abgekühlt, so steigt die Erstarrungs-Schnelligkeit auf 0·16 *m* per Sec. War der P auf 25° abgekühlt, so pflanzt sich die Erstarrung mit 1 *m* pro Sec. fort. (Wiedemann's Beibl. 1883.)

[2]) Reaumur. Mem. Acad. Paris 1726, p. 277 (bespricht auch das „Nachsacken" der Metalle) s. unten.

[3]) Rinmann: Gesch. des Eisens, übers. 1814. I. 231, II. 717. Marx: Schweigg. Jber. Chem. Vol. 58, 60.

Digitized by Google

Wrightson hängt eine Eisenkugel an eine Federwaage und taucht sie in flüssiges Eisen. Zuerst sinkt die (kalte) Kugel unter, dann taucht sie langsam auf und schwimmt um so leichter, je höher sie erhitzt wird. Mit der Verflüssigung tritt wieder eine Abnahme des Volums ein.[1])

Die Versuche von Robert und Wrightson zeigen, dass Eisen sich **während des Erstarrens** rasch um etwa 6 % ausdehnt und dass das eben erstarrte Eisen sich im Verlaufe der **Abkühlung** um 7 % contrahirt.

Ferner ist beachtenswert die Erscheinung des „Nachsackens", welche man beim Metallguss beobachtet: Die Ober-

Fig. 181.

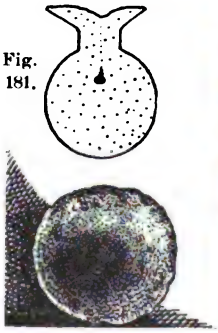


Fig. 182.

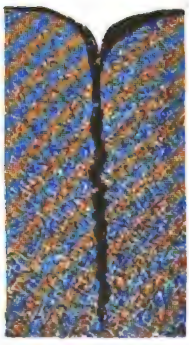


Fig. 183.

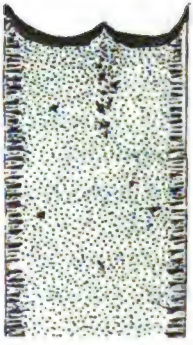


Fig. 183a.

fläche des Gussstückes sinkt während des Erstarrens muldig ein, wie der Aufblick Fig. 182 zeigt. Unterhalb dieses Senkungsfeldes trifft man im Gussstück Gasporen. Profil Fig. 181 zeigt den Querschnitt einer Bleikugel mit einer axial unter der Einsenkung liegenden (glattwandigen) Pore. Profil Fig. 183 (Ledebur) ist der Querschnitt eines Gussstahl-Blockes, welcher einen vom centralen Senkungsfeld axial niedergehenden wurmförmigen Hohlraum aufweist, der durch Contraction und Gas-

[1]) **Wrightson**: Engineering 1879. Vol. 28, p. 196. Über das Schwimmen des Eisens schreibt ferner **Forbes** (Geol. Mag. 1866, p. 95). **Jahr** und O. **Lang** in Leonh. Jb. f. Mineral. 1876, p. 527. **Mallet**: Proc. roy. soc. London. Vol. 22, p. 153. **Centner**: Civilingenieur 1863. Vol. 9, p. 219. **Millar, Whitley**: Nature 1877, 1878. **Nies**, Pog. 1881. Vol. 249, p. 43. Wiedemann's Beibl. 1883, p. 145. (Literatur in Fortschr. der Fysik.)

Digitized by Google

ausscheidung bedingt ist.[1]) In anderen Fällen treten Poren auf zwischen den, von den Wänden aus anschiessenden, Krystallen oder auch ganz regellos in der Masse. In Fig. 183a (Gussstahl-Block) bemerkt man im Grunde des Senkungsfeldes einen Krater,[2]) welcher durch das Entweichen einer Gaspartie durch die erstarrende Stahlmasse aufgetrieben wurde. Die Schlackendecke ist in beiden Fällen dunkel notirt.

Endlich ist beachtenswert, dass viele Metalle, wenn man sie giesst, porös erstarren, wie aus dem folgenden Vergleiche des spezifischen Gewichtes verschiedener Guss- und Schmiedmetalle zu entnehmen ist:[3])

Metall:	gegossen:	gehämmert, gewalzt:
Silber	10·5	10.55
Zinn	7·3	7·47
Kupfer	8—8·8	8·9
Zink	6·8	7·2

Diese Tatsachen scheinen einander z. T. zu widersprechen, indem die einen eine Ausdehnung, die anderen eine Zusammenziehung beim Erstarren anzuzeigen scheinen.[4])

Ich glaube jedoch, dass die scheinbaren Widersprüche sich lösen, wenn man die verschiedenen einwirkenden Faktoren unterscheidet.

Die vorgeführten Erscheinungen werden nach meiner

---

[1]) Leblanc: Bul. geol. 1841. Vol. 12, p. 140; Angelot erklärt den Hohlraum als Folge der Contraction. Bul. geol. 1842, p. 248. Die Metallgiesser lassen, da durch das Nachsacken die entsprechende Partie des Gusses unbrauchbar wird, ein grosses Ansatzstück („den Kopf") über dem Gusse.

Nicht allein die Oberfläche, sondern auch die Seitenflächen der Güsse sinken oft in dieser Weise ein. Die tiefe Einsenkung der Oberfläche bezeichnen die Giesser als das „Nachsacken". Die sanfte Einsenkung der Seitenflächen wird von den Metallurgen treffend als das „Saugen" der Güsse gekennzeichnet. Ledebur: Eisenhütt. 1884, p. 812.

[2]) Die Ähnlichkeit mit den Mondkratern ist auffallend.

[3]) Gusseisen hat 7·2, Schmiedeisen 7·7. Diese Zunahme wird allerdings auch durch die Abnahme des Kohlenstoff-Gehaltes mitbedingt.

[4]) Lewis: Zus. d. Künste, I. 430 f. betont, dass man bei erstarrendem Eisen einerseits eine Volumzunahme beobachtet, während anderseits das Nachsacken für eine Volumverminderung spreche.

Digitized by Google

Meinung wesentlich bedingt 1. durch die Überschmelzung (s. oben), 2. durch die Gasausscheidungen, welche während des Erstarrens sich vollziehen.

Das erstarrende Metall quillt in Folge dieser Abscheidungen auf, ein Teil der Gase entweicht (Spratzen; Exhalation), ein grosser Teil ist aber nicht fähig, die breiig erstarrenden Massen zu durchbrechen. Diese Gase bleiben dann in Form von Bläschen innerhalb des erstarrenden Metalles gefesselt. Bei fortschreitender Abkühlung contrahiren sich die Gase zugleich mit dem erstarrenden Metallbrei; der Luftdruck wirkt und presst die Oberfläche (falls das Metall noch weich genug ist) ein. So folgt dann häufig auf die Action des Aufdunsens das Nachsacken als Reaction.

Das Aufdunsen wird niemals ausgeglichen durch das folgende Nachsacken. Der Luftdruck genügt nicht, um die im Inneren von Gasblasen durchsetzten Massen ganz compact zu machen. Ein Teil der Höhlungen bleibt erhalten; das gegossene Metall bleibt in gewissem Maasse schwammig.[1]) Bei folgendem Pressen und Hämmern werden aber die Hohlräume teilweise beseitigt und das Metall wird dem entsprechend dichter, wie die Volumgewichte anzeigen.

Überblicken wir die erwähnten Momente, so sehen wir, dass durch den Übergang in den festen, krystallinen Zustand in der Regel eine Zusammenziehung bedingt wird, dass aber anderseits in Folge von Überschmelzung oder Gasausscheidung Volumvermehrung platzgreifen kann. In der Regel überwiegen die negativen Momente, die Substanzen ziehen sich beim Erstarren zusammen. Nur ausnahmsweise (beim Eisen) überwiegt das Aufdunsen. Sind keine Gase absorbirt oder lastet über der erstarrenden Masse ein hoher Druck, so kann natürlich auch das Dunsen nicht platzgreifen.

Die vorgeführten Betrachtungen gelten natürlich auch für die Eruptivmassen. Über die Überschmelzung derselben liegen zwar keine Erfahrungen vor, der Einfluss der Gasausscheidungen liegt aber klar. Wenn das Magma an die Ober-

[1]) Poröses Gussmetall verhält sich zu dichtem Metall so wie Bimstein zu Obsidian.

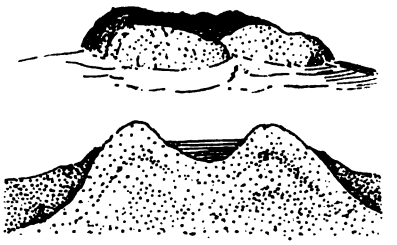
Digitized by Google

fläche dringt, scheidet es Gase aus und erstarrt demzufolge blasig. [1])

In vielen geologischen Abhandlungen wird behauptet: die Lava dehne sich beim Erstarren aus, weil die Erstarrungs-Kruste auf der Lava „schwimme". Einige schliessen weiter: solche Schmelzflüsse bleiben unter hohem Druck flüssig, also ist die Erde flüssig.

Abgesehen davon, dass in der bez. Betrachtung der Einfluss des Dunsens ignorirt wird, muss ich hervorheben, dass die Submersion oder Emersion einzelner Schollen einer geschlossenen Kruste, welche über einem zähen, strömenden Teig ruht, durchaus keinen verlässlichen Aufschluss giebt.

184



185

Unter allen Umständen wird bei dem unter geringem Druck erstarrenden Magma (Lava) ein Teil der Erstarrungs-Contraction durch das Dunsen aufgewogen (eventuell überwogen). In grosser Tiefe dagegen kann das Magma nicht dunsen, sondern muss sich (unter Abscheidung von Flüssigkeits-Einschlüssen) contrahiren.

Das Verhältniss des Kernes einer erstarrenden Masse zur Kruste wird sich nach dem vorstehenden folgendermassen gestalten: Die Kruste erleidet jene geringe Volum-Verminderung, welche in Folge des Temperatur-Verlustes eintritt, während die inneren Partien in Folge des Überganges in den starren Zustand ein bedeutend geringeres Volum einnehmen. Ist die Kruste noch plastisch, so senkt sie sich, es bilden sich Nachsackungen, welche man an Lavafeldern oft beobachten kann, welche aber auch ausnahmsweise bei Massenergüssen erhalten sind. Ich rechne hierher das Vorkommen von Sarsta Beinn (Mull, Schottland) [2]), dessen Anblick und Profil in Fig. 184, 185 dargestellt ist.

[1]) Einzelne glasige Lagen trachytischer Ergüsse scheiden soviel Gase aus, dass sie als schwammiges Glas (Bimsstein) erstarren.

[2]) Judd: Q. J. Geol. Soc. 1874, p. 265.

Digitized by Google

Die centrale Gabbro-Masse steigt kuppig aus einer Basaltdecke auf; zwischen beiden Gesteinen verlauft ein Frittungs-Salband. Die Kuppe der Gabbromasse ist trichterförmig eingesunken; der Trichter beherbergt einen kleinen See. Ich erkläre dieses Fänomen folgendermassen: Ein im Kerne noch nicht erstarrter Gabbro-Erguss wurde von Basalt überströmt; es erfolgte in der Gabbromasse ein intrusiver Nachschub, welcher die Masse durch die überlagernde Basaltdecke kuppig auftrieb. Beim Erstarren contrahirten sich die jungen Nachschübe der Gabbrokuppe uud verursachten ein Nachsacken der noch plastischen, centralen Teile der kuppigen Auftreibung.

In den Granitmassifs von Cornwall trifft man mitunter in den Kuppen kleine Mulden eingesenkt, welche sich dadurch auszeichnen, dass der Granit dieser Partien eine sfärulitische Struktur hat.[1]) Wahrscheinlich ist auch dieses Fänomen durch Nachsacken verursacht.

Ist die Kruste des betreffenden Ergusses starr und mächtig, so verursacht das spätere Erstarren des Kernes kein Nachsacken; dafür entstehen im Innern des Ergusses Höhlungen. Solche Höhlen werden von den Gasen erfüllt sein, welche die erstarrende Masse abscheidet; Minerallösungen exsudiren in diese von Gasen durchfeuchteten Hohlräume und bedingen die Bildung von Drusen.[2])

Während derartige grosse Contractions-Hohlräume nur selten beobachtet werden, weist das Mikroskop oft eine eigentümliche Porosität der Massengesteine nach, welche offenbar entweder durch Gasausscheidung oder durch Volumverminderung der erstarrenden Massen bedingt ist. Die einzelnen Krystalle sind in diesen Fällen durch Zellen oder leere Zwickel getrennt, in anderen Fällen existirten derartige Zellen zwar ursprünglich, doch erscheinen sie durch spätere hydatogene Bildungen zum Teil oder ganz erfüllt.[3])

[1]) Borlase beschreibt diese Fänomene, hält sie jedoch für künstliche Gebilde. Ormerod (Q. Geol. soc. Vol. 15, p. 16) glaubt, atmosfärische Einflüsse hätten die Mulden erzeugt.

[2]) Naumann: Geol. 1850. I. 386.

[3]) Miarolitische Struktur. Rosenbusch: Mikr. Gesteine. 1886, p. 39, 72, 121. Auffallend ist es, dass diese Struktur bei Gabbro nie beobachtet wird; daselbst p. 154.

Digitized by Google

Analoge Überlegungen gelten auch für einen erstarrenden Weltkörper: Wenn das Erdinnere in den starren Zustand übergeht, zieht es sich stärker zusammen, als die bereits erstarrte Kruste, welche nur in Folge des Temperaturverlustes schwindet. Eine Nachsackung bez. Runzelung der Kruste tritt ein, wenn die letztere noch plastisch ist; ist sie hingegen starr, so werden sich grössere Hohlräume bilden, welche Einstürze verursachen. Das gilt jedenfalls für die ersten Stadien des Erstarrungs-Prozesses. Unsere Erde hat dieses Stadium längst überstanden, für sie gelten nicht mehr die eben aufgestellten Bedingungen, da sie aller Wahrscheinlichkeit nach auch im Inneren starr ist. Unter dieser Voraussetzung ändert sich das Verhältniss der Kruste zum Kern fundamental: Kruste sowie Kern schwinden nur in Folge des Temperatur-Verlustes; da dieser aber in den äusseren Teilen am stärksten ist, werden in Folge der Abkühlung nicht Runzeln, sondern Risse entstehen. Ich führe die tiefen Rupturen der Kruste sowie die Senkungsfelder auf die fortschreitende Abkühlung des Erdkörpers zurück; die Gebirgsfaltung kann aber meines Erachtens nicht mehr in der üblichen Weise erklärt werden; man muss nach anderen Ursachen suchen (s. Gebirgsbildung).

Exhalation.

Während des Ausbruches entweicht massenhaft Wasserdampf aus dem Krater. H und O sind im empordringenden Glutbrei wahrscheinlich dissociirt enthalten. Sobald die Temperatur genügend sinkt, tritt die Verbindung ein, wodurch die den Ausbruch begleitenden Detonationen bedingt werden.[1])

Ausserdem scheidet die erstarrende Lava Gase aus, sie „exhalirt". Die Exhalationen wurden bereits von Helmont

[1]) Siemens (Jb. Min. 1879, p. 415) meint, das Magma enthalte vorwiegend H, welcher erst durch den Zutritt von Luft verbrenne bez. explodire. Hingegen sprechen die beobachteten Associationen im Magma: das Magma müsste in diesem Falle aus unoxydirten Stoffen bestehen.

Digitized by Google

besprochen, welcher fand, dass die von ihm untersuchten Exhalationen aus „Stickluft“ bestanden (CO_2).[1])

Eingehender werden die CO_2-Exhalationen von Tata. Breislak und Bottis beschrieben. Dolomieu findet, dass die Exhalationen der erstarrenden Laven sich wesentlich unterscheiden von den eben erwähnten „Mofetten“: während die letzteren aus alten Spalten entweichen und im Wesentlichen aus CO_2 bestehen, exhalirt die erstarrende Lava „die Säuren des Schwefels und des Steinsalzes“ (SO_2, Cl H), ferner Schwefel-Wasserstoff und ein anderes entzündliches Gas (Kohlenwasserstoff)[2]).

Monticelli beobachtet, dass die exhalirten Gase eine bestimmte Reihenfolge einhalten: Während des Ausbruches werden zunächst Wasserdampf, Chlorwasserstoff und Salze exhalirt, später wird vorwiegend CO_2 abgeschieden.[3])

Beobachtungen am Vesuv und Ätna zeigen, dass in der ersten Periode Säuren und Chloride, später viel Wasserdampf und verschiedene Salze und zuletzt CO_2 abgeschieden wird.[4])

Offenbar hat das erstarrende (ebenso wie das flüssige) Magma ein spezifisches Fesselungsvermögen für verschiedene Gase.

Ferner werden z. T. in Folge der hohen Temperatur, z. T. unter Vermittlung der Gase mineralische Neubildungen veranlasst.[5]) In den Schloten der Schmelzöfen scheiden sich

[1]) Capoa vergleicht das betreffende Gas mit jener Stickluft, welche aus gährenden Substanzen entweicht. (Capoa Mofette 1683, p. 96.)

[2]) Dolomieu I. Ponces. p. 157.

[3]) Monticelli, Vesuv 1823, p. 15, 31, 48, 147. Roth, Vesuv p. 420 und Jb. Min. 1869.

[4]) Beim Vesuvausbruch 1855 folgten nacheinander 1. Cl H, Chloride und SO_2, 2. Wasserdampf, 3. Kohlensäure und Kohlenwasserstoff. Bei der Ätna-Eruption 1865 war die Reihenfolge 1. Na Cl, untergeordnet Cl H und H_2O, 2. H_2O und Cl H z. T. in Verbindung mit Fe bez. NH_3, 3. Kohlenwasserstoff, Wasserdampf und etwas SH_2. Vgl. Deville. Ann. Chim. 1858, Vol. 52, p. 19, Deville, Emanations. Fouqué C. R. 1865, Vol. 60, p. 1185. Silvestri, Atti. Accad. Catania 1867, p. 224, 235.

[5]) Boué, J. Phys. 1822, p. 297. Boué, Geogn. Deutschland 1829, p. 139. Beaumont, Bull. Geol. (2) IV, p. 1250. Vgl. Cotta, Gangstudien 1850, I.

Digitized by Google

S, As, $As O_3$, Ag, sowie verschiedene Erze (Bleiglanz, Zinkblende) ab; man erkannte, dass manche dieser Stoffe durch Wechselzersetzung (insbes. unter Vermittlung von Wasserdampf, Schwefelwasserstoff und Salzsäure) entstehen.[1]) Experimentell wurden in dieser Weise Kupferglanz, Zinkblende, ferner Quarz, Korund, Rutil, Eisenglanz, Zinnstein etc. dargestellt, was viele Geologen zu der Behauptung verleitet hat, die Erzlagerstätten entstünden in Folge von Sublimationen. In der Tat hat die Sublimation nur eine beschränkte Bedeutung. In namhaften Mengen werden in solcher Weise Salze

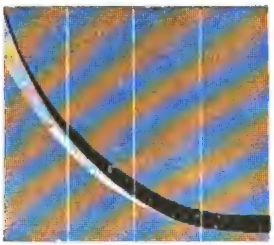


Fig. 187.

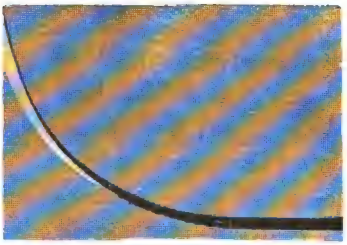


Fig. 188.

ausgeschieden; untergeordnet trifft man in den Spalten der Laven Eisenglanz und einige, gleichfalls durch Sublimation entstandene Silicate (Anorthit, Augit, Titanit etc.)[2])

Die Menge der exhalirten Gase nimmt bei fortschreitender Abkühlung rasch ab und während anfangs Wasserdampf und Salzsäure dominirt, gelangt in der letzten Exhalations-Fase die Kohlensäure zur Alleinherrschaft. Fig. 187 zeigt, wie die Temperaturabnahme begleitet wird von einem raschen Abnehmen der Gesammt-Exhalation, während zugleich die relative Menge der ausgeschiedenen CO_2 (dunkles Feld) mit der Abkühlung wächst. Die Temperatur ist in der Richtung von links nach rechts, die Menge der exhalirten Gase in der Vertikalen aufgetragen.

[1]) C. Fuchs künstl. Minerale. Groddeck, Erzlagerst. p. 280, 320, 334. Deville bezeichnet die vermittelnden Gase als Mineralbildner.

[2]) Bronn Handb. d. Nat. 1841, I, p. 325, Roth, Vesuv 1857, p. 313. Rath, Scacchi, Atti. Acad. Napoli V. und Z. geol. Gesellsch. 1872, 1874, Fuchs, Min. Mitteil. 1871, p. 75 und Fuchs künstl. Min. Fouqué Santorin.

Digitized by Google

In Fig. 188 ist in analoger Weise die Zeit in der Richtung von links nach rechts notirt; das langsame Auskeilen des dunklen CO_2-Feldes im Contrast zum hellen SO_2- und Cl H-Feld entspricht den natürlichen Verhältnissen: das erste saure Abqualmen vollzieht sich rasch, während die CO_2-Abscheidung zwar in der Zeiteinheit unbedeutender, durch ihre lange Dauer aber schliesslich viel ausgiebiger ist. Beide Figuren zeigen übrigens, dass diese Stoffe quantitativ zurücktreten gegen die Abscheidung von Wasser (graues Feld).

Die Exhalationen haben in beschränkten Gebieten oft eine intensive Zersetzung der Gesteine zur Folge. Silicatmassen werden durch Exhalation von H_2S und CO_2 tonig zersetzt, Kalk wird vom ersteren Gas (welches sich höher oxydirt) in Gyps verwandelt; Alaun und Schwefel treten als Neubildungen auf.[1]) Die letzteren und die Borsäure-Exhalationen sind technisch wertvoll.

Wenn das bez. Exhalations-Gebiet keinen Abfluss hat (Krater, Plato, Senkungsfeld), sammelt sich oft Wasser an, durch welches die Gase hervorbrechen; mitunter sind die Wassertümpel klar, in anderen Fällen werden sie insbesonders durch Beimischung der Zersetzungs-Produkte schlammig getrübt. Die wallenden Wassertümpel und brodelnden Pfuhle geben dem wüsten Gebiete ein eigentümliches Gepräge; mitunter treten Wasser- und Schlamm-Eruptionen ein (s. Island).

Eruptiv-Contact.

Gang der Abkühlung. — Die Körper verhalten sich in Bezug auf Wärmeleitung sehr verschieden. Metalle leiten gut, krystalline Gesteine schlechter, poröse oder pulverförmige Massen am wenigsten. Durch eine Gusseisenplatte geht unter gleichen Verhältnissen 50mal soviel Wärme wie durch eine gleich dicke Tonplatte. Wenn wir die Wärmeleitung des Granit = 10 setzen, so zeigen Gneis, Schiefer, Sandstein, Kalk und Lava 7 bis 5, Detritusgestein 4 bis 2, Holz 2 bis 1. Der Griff eines

[1]) Hoffmann, Pog. 1852. Vol. 26, p. 38. Junghuhn, Java, p. 381. Bunsen, Ann. Chem. 1847, p. 10. Darwin, Volc. Islands, p. 75. Bischof, Roth, Geol.

Digitized by Google

Metallgerätes, welches mit Feuer in Berührung steht, wird rasch heiss; wenden wir einen hölzernen Griff an oder umhüllen wir den heissen Metallteil mit Tuch, so ist die Hitze abgeschnitten. Ein Metallofen ist binnen kurzer Zeit glühend heiss, während der Tonofen bei gleicher Heizung nur eine mässige (dafür anhaltende) Hitze entwickelt u. s. f. Überkleiden wir eine Reihe gleich grosser Stäbe aus Metall, Granit, porösem Kalk und Holz etc. mit Wachs und bringen wir diese Stabreihe mit einer Wärmequelle in Verbindung, so können wir das ungleiche Fortschreiten der Wärme mit den Augen verfolgen. Das Wachs schmilzt am Metallstab hoch hinauf ab, während das Abschmelzen am porösen Stab nur bis in geringe Höhe reicht. Lässt man verschiedene gleich warme Massen (von unbegrenzter Seiten- und Tiefen-Ausdehnung) oberflächlich abkühlen, so wird sich nach einiger Zeit ein constanter Zustand einstellen. Die Oberfläche nimmt nahezu die Temperatur der Umgebung (der Luft bez. des Wassers) an, gegen die Tiefe nimmt die Temperatur anfangs rasch, dann immer langsamer zu. *a b* in Fig. 187 sei die Oberfläche eines im Profil abgebildeten heissen Körpers, auf *a c* tragen wir von links nach rechts die Temperaturen der betreffenden Tiefe auf. Durch Verbindung der Endpunkte erhält man die eingezeichnete Wärmecurve, welche je nach der Wärmeleitung und je nach der Temperatur-Differenz eine verschiedene Gestalt hat. Die Curve Fig. 189 entspricht einem guten Leiter (Metall), Fig. 190 zeigt die Wärmeleitung eines ziemlich schlecht leitenden krystallinen Gesteines. Fig. 191 entspricht einem sehr schlecht leitenden, porösen Gestein. Je schlechter der Leiter, um so näher der Oberfläche liegen die Partien von bestimmter Wärme. (Horizontal-Linie in Fig. 189—191.)

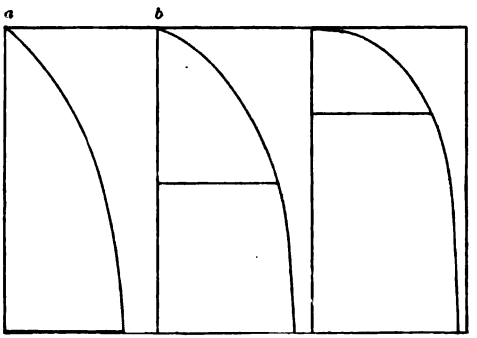


Fig. 189. Fig. 190. Fig. 191.

Digitized by Google

Wenn ein Körper an der Luft abkühlt, verliert er einen Teil seiner Wärme durch Strahlung, einen Teil durch direkte Mitteilung an die Luft; die erwärmte Luft erhebt sich und kühle tritt an ihre Stelle. In Folge dieser Strömungen verlieren heisse Körper ihre Wärme an der Luft relativ rasch; sind die Verhältnisse aber derart, dass die Strömungen keine Rolle spielen können, so geht die Abkühlung langsam vor sich, da die Luft ein schlechter Wärmeleiter ist.[1])

Hieraus kann man die schlechte Wärmeleitung poröser Stoffe erschliessen. Mag ein kompaktes Mineral (etwa Quarz) die Wärme auch gut leiten, das betreffende Mineralpulver ist auf jeden Fall ein schlechter Wärmeleiter in Folge der in den Interstitien eingeschlossenen, schlecht leitenden Gase.

Das Wasser verhält sich ähnlich wie die Luft, es vermittelt relativ rasch Temperatur-Verluste, wenn die erwähnten Wasserpartien in Folge von Strömungen durch kühle Massen ersetzt wurden. Abgesehen von den Strömungen ist das Wasser aber gleichfalls ein schlechter Wärmeleiter. Man kann diesen Gegensatz vor Augen führen, indem man einen heissen Körper einmal mit kaltem Wasser bedeckt, ein andermal aber mit dem Wasserspiegel in Berührung bringt. Im ersten Falle erwärmt sich das Wasser in Folge der eintretenden Strömungen rasch und der Körper kühlt sich entsprechend schnell ab, während in letzterem Falle das Wasser nur auf kurze Distanz erwärmt und der Körper sehr langsam abgekühlt wird.

Bezüglich der Beschaffenheit des Eruptivmaterials ist zu bemerken: Basische Eruptivmassen kühlen etwas rascher ab als kieselreiche; die krystallinen (granitische) Gesteine verlieren ihre Wärme schneller als die porösen Laven. Wesentlich verschieden verhalten sich in beiden Fällen die oberen und die unteren Abkühlungs-Flächen der geförderten Massen. An der obern Fläche entstehen (mag die Masse nun von Luft

[1]) Umkleidet man einen Dampfkessel mit innerer Heizung mit einem dreifachen Blechmantel, so sinkt der Wärmeverlust auf $^1/_3$, die zwischen den Blechmänteln eingeschlossene Luft erweist sich, da Strömungen ausgeschlossen sind, als schlechter Wärmeleiter.

Digitized by Google

oder von Wasser bedeckt sein) Strömungen und die Abkühlung geht rasch von statten. An der untern Fläche treten keine Strömungen auf und es geht die Abkühlung dem entsprechend langsam vor sich. An der Oberfläche der geförderten Massen bildet sich eine mächtige Erstarrungskruste, während die Massen an der Basis lange glühend und plastisch bleiben. An der Oberfläche entstehen viele Abkühlungs-Klüfte, während die Klüftung der basalen Teile gering ist. (S. Klüftung.)

Wesentlich verzögert wird die Abkühlung, sobald die Eruptivmasse von lockeren Gebilden (Schlamm, Tuff etc.) bedeckt wird. Wird ein Dampfkessel mit einem Mantel von Asche, Asbest oder einer anderen porösen Substanz umkleidet, so reduzirt sich der Wärmeverlust auf die Hälfte. Geradeso wirkt auch in der Natur jede Schlamm- oder Tuffschichte. Sie legt sich wie ein schützender Mantel über die warmen Massen und verzögert die Abkühlung.[1]) Das trifft für vulkanische wie für submarine Eruptivmassen zu. Im einen Falle sind die Interstitien mit Luft, im anderen Falle mit Wasser erfüllt. Beide Stoffe leiten aber die Wärme schlecht. Die Schichtflächen und Klüfte der Sedimente ermöglichen übrigens immer einen gewissen Grad von Circulation, wodurch der Gang der Abkühlung der Eruptivmasse einerseits und die Erwärmung und Metamorfose der anliegenden Gesteine anderseits wesentlich modificirt wird. Man hat die folgenden Fälle zu unterscheiden:

1. Wo die Eruptivmasse auf ebener Unterlage ruht, kann eine Circulation im Liegenden nicht platzgreifen, die Eruptivmassen kühlen sich demgemäss langsam ab und die Metamorfose der liegenden Schichten ist gering.

2. Ruht der Erguss auf geneigter Unterlage, so kann im Liegenden unter Umständen (je nach Porosität, Schichtung und Klüftung des Materiales) eine lebhafte Circulation platzgreifen.

3. Am stärksten wird der Austausch und die Metamorfose im Hangenden der Eruptivmasse sein; der Hangend-Contact ist in der Regel viel beträchtlicher als der

[1]) Ein Schneefeld wurde von einer Tufflage bedeckt, ein glühender Lavastrom floss darüber. Das Schneefeld blieb trotzdem lange erhalten.

Digitized by Google

Liegend-Contact. Nach diesen einleitenden Bemerkungen karakterisire ich im Folgenden die verschiedenen Contact-Typen:

Wo zwei verschiedene Gesteine einander berühren, erfolgen häufig molekulare Änderungen.

1. Durch den Zug der Gewässer werden Wandlungen bewirkt, welche sich an Klüfte, mithin auch an die Gesteinsscheiden halten.

2. Wo heisse Eruptivmassen mit anderen Gesteinen in Contact kommen, treten Umlagerungen, mitunter auch chemische Umwandlungen auf. [1]) Der letztere Fall wird im Folgenden erörtert:

Einschlägige Erscheinungen sind beobachtet worden, seitdem man den vulkanischen Fänomenen Aufmerksamkeit gewidmet hat. [2]) Die bez. Wirkungen sind mannigfaltig. Man muss erstens jene Änderungen unterscheiden, welche die Eruptivmassen im Contact erleiden (endogener Contact) und jene, welche in den anstossenden Gesteinen bewirkt werden; ferner besteht ein wesentlicher Gegensatz zwischen dem Contact der Laven und jenem der bathygenen Gesteine (Massenergüsse und intrusive oder plutonische Massen).

Lava-Contact.

Die Laven erstarren im Contact feinkörnig oder selbst glasig. Auch bewirken sie im Nebengestein Frittungen. Tuffe und Silicatsedimente werden gehärtet und umgewandelt, als ob sie der künstlichen trockenen Glut ausgesetzt worden wären. Leonhard verweist auf die Frittung und lokale Verschlackung, welche durch das Feuersetzen bewirkt wird; er erinnert daran, dass die alten, aus Trümmerwerk zusammengekitteten Schlackenmauern Schottlands durch angelegte Glut

[1]) Baltzer unterscheidet auch den mechanischen Contact; ich ordne diese Wandlungen unter dem allgemeinen Begriff Metamorfismus ein, da die Änderungen hier nicht durch den Contact als solchen bedingt sind.

[2]) Dolomieu, Necker Voy. Ecosse, Macculloch, Leonhard: Basalt etc.

Digitized by Google

bis auf $^1/_2$ *m* tief zusammengesintert und gefrittet sind; er zeigt wie die Gestellsteine der Hochöfen säulenförmig zerklüftet sind und führt die analogen Frittungs-Erscheinungen im Contact mit Lavagängen auf. [1])

Das Gebiet des Vulkanes von Padua bietet viele einschlägige Aufschlüsse: Ein kleiner Andesitgang (beim Pendise, Karte der Euganeen, Punkt 13) setzt im Adesittuff auf. Der Tuff ist auf 1 *m* geschwärzt und zu einer harten Brezzie gesintert; schwarze, pechglänzende Partien von muscheligem Bruch zeigen sich nahe dem Gange. Noch intensiver haben manche felsitische und ryolithische Trachyte desselben Gebietes auf das Nebengestein gewirkt. Der Trachyttuff ist in einem Falle (Punkt 44 der Karte) auf eine Entfernung von mehreren Decimetern in eine weisse porzellanartige Masse verwandelt. Die Sedimente erscheinen in der Nachbarschaft basischer, wie kieselreicher Gänge mitunter gehärtet.

Auffallend ist es, dass man nicht selten im selben Gebiete Gänge von gleichem Habitus antrifft, welche doch ganz verschiedenen Contact aufweisen. Neben dem einen kann man gar keine Änderung des Wandgesteines wahrnehmen, während der andere eine breite Frittungszone hat. Die verschiedene Wärme der Lava kann diese Differenz bedingen; es ist aber auch möglich, dass nur die Dauer der Einwirkung verschieden war. Der eine Gang wurde nur injizirt oder diente als Förderung für einen kurz andauernden Erguss, während die andere Spalte einem lange anhaltenden Lavaergusse als Förderungsschlot diente. In letzterem Falle mussten natürlich die Wandgesteine in ungleich höherem Grade durchhitzt und umgeändert werden.

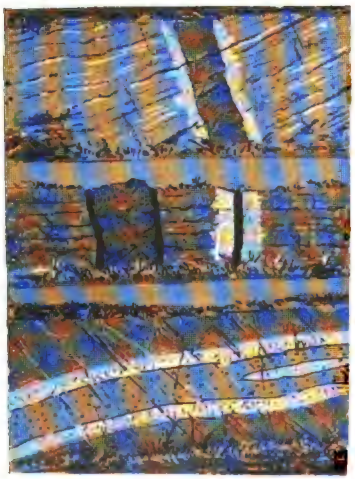
In Fig. 193 sieht man links einen mächtigen basischen Gang, welcher selbst im Salband glasig gefrittet ist, während er das durchbrochene Gestein nicht geändert hat, zur Rechten aber sieht man einen schmalen Gang, welcher das durchbrochene Gestein intensiv beeinflusst hat; der letztere dürfte wohl einer lange dauernden Eruption zur Förderung gedient haben.

---

[1]) Leonhard: Besalt 1832, II. p. 507. Roth: Geol. 1879, I. p. 427.

Digitized by Google

Dieselben Contact-Erscheinungen wie die Gänge weisen mitunter auch die Lavaströme auf: die überströmten Gesteine erscheinen meist mässig beeinflusst; nur wenn das Material lose war und in der Masse des Stromes eingeknetet und eingehüllt wurde, ist die Contactwirkung namhaft; [1]) insbesondere unterliegen die Tuffe in diesem Falle einer intensiven Frittung; die Feldspate erhalten eine gekörnte Randzone, die Augite und Hornblenden weisen eine körnig-faserige Randzone auf, welche bei Augit, wie bei Hornblende aus Augit besteht. [2]) Mitunter war die Frittung so intensiv, dass die eingebackenen Massen ganz in dunkles Glas verwandelt erscheinen.



192

193

194

Wenn die Frittung und Verglasung karakteristisch für den Lava-Contact ist, so gilt dies doch nicht ausnahmslos. Mitunter hat die Lava im Gegensatze eine krystalline Umlagerung bewirkt. Thomson beobachtet, dass die Kalkauswürfe des Vesuv krystallin sind; [3]) durch den grossen Vesuvstrom, welcher im Jahre 1794 Torre del Greco zerstörte, wurden Glasstücke und Scherben in Reaumur-Porzellan umgewandelt, Metalle wurden z. T. krystallin, z. T. waren sie von Oxydkrystallen überkrustet u. s. f. [4])

Darwin berichtet, dass ein Lavastrom, welcher über eine junge Kalkablagerung geflossen war, den Kalk auf mehrere Centimeter tief in kompakten z. T. krystallinen Stein verwandelt hatte. Die erdige Materie, welche ursprünglich dem

---

[1]) Leonhard, Basalt 1832, II. und Naumann, Geol. 1850, I, 784.

[2]) Doelter, Jb. Min. 1884, p. 20. In trockener Glut umgeschmolzene Hornblende erstarrt als Augit.

[3]) Thomson, Bibl. Brit. 1798, p. 40.

[4]) Atkins, Trans. geol. soc. V.; Breislak, Voy. Campanie I, p. 280.

Digitized by Google

Kalk gleichmässig beigemengt war, hatte sich in kleine Flecken zusammengezogen, wodurch der übrige Kalkstein rein und weiss erschien.[1])

Fig. 192, 194 zeigen Lavagänge, welche die durchbrochenen Kalksteine in Marmor verwandelt haben.

Derartige Fälle sind übrigens selten und man kann als Regel neben der Lava einen Frittungs-Contact erwarten. In der Tiefe eines Vulkanes ändern sich die Contactwirkungen wesentlich, und zwar wird die entscheidende Übergangszone durch den Stand des Grundwassers bestimmt. Über diesem Horizonte herrscht die Frittung, während das Magma in einer geringen Tiefe unter demselben allmälig den bathygenen Habitus annimmt; statt der Frittung treten in der bez. Tiefe im Contactgebiete jene krystallinen Umlagerungen ein, welche für bathygene Gesteine karakteristisch sind.

Ausser den erwähnten Änderungen trifft man im Contacte mit Lava Umänderungen, welche nachträglich durch den Zug der Gewässer geschaffen wurden: Abscheidungen von Kieselsäure, Ablagerung von Kalkspat und Zeolith, Serpentinirung, Epidotbildung etc. Auch für diese Bildungen ist der Contact der zwei verschiedenartigen Massen (Lava und Nebengestein) wesentlich und man kann die Neubildungen füglich auch als Contactgebilde bezeichnen. In der Beschreibung und Besprechung wird man diesen secundären, wässerigen Contact möglichst zu sondern suchen vom primären (Eruptiv-Contact).

Granit im Contact.

Ich bespreche zunächst die Wandlung, welche im Eruptivgestein platzgreifen (endomorfer Contact), dann die Wirkungen der Eruptivmasse auf die durchbrochenen oder angelagerten Gesteine (exomorfer Contact): granitische Massengesteine sind, wo sie an ein Nachbargestein stossen, nicht selten schlecht individualisirt, porfyrisch oder kleinkörnig.[2]) In den zarten Apofysen ändert sich sogar die mineralische

[1]) Darwin, Geol. Voy. Beage, 1839, p. 5.

[2]) Naumann: Norwegen 1824, 381. Maculloch: Westen Islands; Beche: Cornwall 1839, p. 184. Naumann: Geol. 1854, II, p. 216.

Digitized by Google

Zusammensetzung: die porfyrischen Ausläufer werden immer reicher an Quarz und gehen allmählig in reinen Quarz über: die Porfyrgänge weisen analoge Erscheinungen auf. Es combiniren sich hier wohl secundäre, wässrige Umbildungen mit Exsudaten und primären Contact-Wandlungen.[1])

Mitunter lösen sich die Gänge scharf vom Nebengesteine, in anderen Fällen ist ein festes Verwachsen, ja ein Übergang nachweislich.

Der Bodegang ist ein porfyrischer Ausläufer des Brocken-Granites. Er ist 10—20, local 100 *m* mächtig und bricht bald als Lager-, bald als echter Gang. Wo er wenig mächtig ist, besteht er durchgehends aus Porfyr, wo er mächtiger wird, ist er in den inneren Teilen granitisch, während die äusseren Partien aus einer mannigfaltigen Verflechtung porfyrischer und afanitischer Erstarrungs-Abarten bestehen. Da trifft man Granitporfyre mit krystalliner Grundmasse, Weissteine (Granulite), Leptinite, Mikro-Granitporfyre, flaserige Porfyre etc. Im Salband der Porfyrmassen kommen Glaseinschlüsse vor.[2]) Offenbar sind diese Abänderungen der Granitsubstanz durch den Contact, und zwar durch die rasche Abkühlung bedingt.

Diese Erscheinungen bilden die Regel. Ausnahmsweise kommt es aber auch vor, dass der Granit im Contact mit Sedimenten auffallend grobkörnig wird. So scheiden sich im Granit von Geier, dort, wo er den Schiefer berührt, mächtige Krystalle von Quarz und Feldspat aus.[3]) Dieselbe Erscheinung beobachtet man bei Aue. Pröls führt einschlägige Vorkommnisse von grosskrystallinen Salbändern der Granite an und betont treffend, dass in solchen Fällen nicht an den Einfluss der langsamen Erkaltung, sondern an die gestaltende Macht der Durchtränkung (des Wandgesteins) gedacht werden könne.[4]) In der Regel wird wohl im Contact

[1]) Necker Ecosse II. 49. Naumann: Geol. 1854, II. 255 f., 699, 702. Zirkel: Z. geol. Gesellsch. 1867, p. 106. Lossen: Z. geol. Gesellsch. 1872 p. 701, 1876 p. 405 und Erläuter. geol. Preuss. 1882 (Rammelsberg-Contact). Rosenbusch: Contact Barr-Andlau, Z. Min. 1875, p. 849. Rosenbusch: Steiger Schiefer 1877. Lehmann: kryst. Schiefer 1884.

[2]) Lossen, Z. geol. Gesellsch. 1874, p. 863, 877.

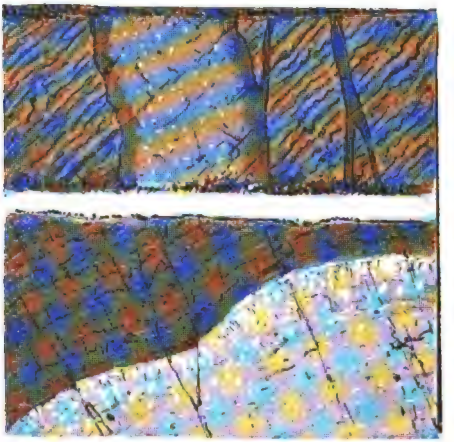
[3]) Reyer: Karlsbad Jb. geol. Reichs. 1879 (Literatur).

[4]) Pröls: Jb. Mineral. 1869. 279.

Digitized by Google

mit dem Wandgestein eine Entfesselung der im Glutbrei enthaltenen Liquida und dem entsprechend eine schlechte Individualisirung platzgreifen. Wo aber das Wandgestein selbst reichlich durchtränkt war, kann möglicherweise das Umgekehrte stattfinden. Ich denke insbesonders an jene Fälle, in welchen ein Gang nicht bloss injicirt wird, sondern zur Förderung dient. Da wird sich natürlich zuerst eine Erstarrungs-Kruste bilden, innerhalb dieser erfolgen aber Nachschübe. Ist nun das Wandgestein reichlich durchtränkt, so kann die Erstarrungs-Kruste allerdings mit der Zeit grosskrystallin werden. Dasselbe trifft für Massenergüsse zu, welche von Sedimenten bedeckt, unter Druck abkühlen. Auch sie haben oft eine in Folge der ersten Abkühlung schlecht individualisirte (porfyrische) Rinde, während in anderen Fällen in Folge der Nachschübe und Durchwärmung eine krystalline Umlagerung im Bereich der Kruste platzgreift (s. Hangend-Contact). Überdiess entwickelt sich in den Granitmassifs nahe dem Contact (in Folge gleitender Verschiebungen) nicht selten eine Gneiss-Structur.

195



196

Fig. 195 zeigt einen Granitgang, welcher im Contact mit Schiefer porfyrische Textur annimmt; in Fig. 196 ist eine im Contact mit dem überlagernden Schiefer grosskrystalline Granitmasse dargestellt.

Ausser diesen Umlagerungs-Erscheinungen beobachtet man auch nicht selten eine Stoffwandlung; insbesondere erscheint der Granit im Contact mit basischen Gesteinen (in Folge von Resorption) arm an Quarz.[1])

[1]) Vgl. Reyer Predazzo. Jb. geol. Reichs. 1881, p. 38. (Granit im Contact mit Melafyr. H. Lang: Erupt. Christiania. 1886, p. 84. In einem

Digitized by Google

Ferner trifft man in den äusseren Partien der Granitmassifs nicht selten secundäre Anhäufungen von Turmalin, Zinnerz u. a. accessorischen Mineralen. In wenigen Fällen erscheint auch der Feldspat durch Quarz verdrängt.[1]) Ausserdem erleidet das Magma auch secundäre, wässrige Wandlungen. Unter den letzteren Gesichtspunkt fällt die Serpentinirung der Salbände, welche Lemberg eingehend behandelt. Der Monzonit von Predazzo nimmt im Contact mit dolomitischem Kalke Magnesia auf; diese verdrängt Kalk und Alkalien, der Monzonit wird serpentinirt. Lemberg zeigt, dass derartige Prozesse in gewissen Mineralen (Chabasit, Apofyllit, Vesuvian) sich leicht abspielen, wenn man Lösungen auf dieselben wirken lässt. Die Magnesia-Aufnahme geht Hand in Hand mit Abscheidung von Kieselsäure; die Magnesia hat die Neigung, wasserhaltige, basische Silicate zu bilden.

Von andern Neubildungen ist es zweifelhaft, ob sie nicht schon während des Erstarrens der Eruptionen gebildet wurden.

Umwandlung der Sedimente im Contact mit granitischen Gesteinen.

Hutton verweist auf die genetische Ähnlichkeit der krystallinen mit den nichtkrystallinen Sedimenten und spricht die Ansicht aus, die Wärme der Tiefen habe diese Umbildung bewirkt. Den Einwurf, dass dann der Kalk in den krystallinen Gesteinen gebrannt sein müsste, weist er ab durch die Erklärung, dass der hohe Druck das Entweichen der Kohlensäure verhindere.[2]) Hall bestätigt die Richtigkeit dieser Hypothese experimentell. Er zeigt, dass Kalkpulver in ge-

---

Falle erscheint die Hornblende eines Granites, welcher eine basische Eruptivmasse durchbricht, in Augit umgewandelt (E. Schmid, Rosenbusch Mikr. Gest. 1886, p. 57).

[1]) Die Verdrängung des Feldspates durch Quarz ist in einzelnen Fällen nachweislich. Sauer hält demnach die Greisenmassen des Erzgebirges im Ganzen für endometamorfe Granite. Ich bespreche die Ursache dieser Umbildungen im folgenden Kapitel.

[2]) Hutton: Trans. Roy. Soc. Edinb. 1784. Hutton: Theory of the earth 1795. Roth: Metamorf. Abh. Akad. Berlin 1871.

Digitized by Google

schlossenen Röhren geglüht, krystallin wird, ohne die Kohlensäure zu verlieren.[1])

Palassou findet, dass die Marmore der Pyrenäen umgewandelte junge Kalksedimente sind und Versteinerungen führen.[2]) Dufrenoy führt diese Umwandlung auf die Granitausbrüche zurück, welche nachweislich in jenen Gebieten noch zur Kreidezeit stattgefunden haben.[3]) Boué, Buch u. a. erklären die krystallinen Schiefer schlechtweg als durch Graniteruptionen veränderte Sedimente.[4]) Lyell bezeichnet in den 20er Jahren die Umänderung der Gesteine durch die innere Glut der Erde als „Metamorfismus".[5])

Bunsen, Carius, Kjerulf, Rosenbusch zeigen, dass in vielen Fällen die chemische Zusammensetzung der Contact-Produkte übereinstimmt mit jener der unveränderten Sedimente. Es hat in solchen Fällen nur eine krystalline Umlagerung, aber keine stoffliche Wandlung platzgegriffen.[6]) Selbst in den Fällen, in welchen intensive Wandlungen platzgegriffen haben, ist die Änderung nicht so bedeutend als man erwarten sollte. So ist in folgendem Falle der Tonschiefer im Contact mit Granit in Knotenschiefer und Andalusit-Hornfels verwandelt, während die Zusammensetzung wenig verändert ist (Rosenbusch).

SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O
57·3	25·3	6·4	1·3	0·7	1·0	2·2	2·8	3·8
58·8	24·4	7·4	0·5	1·7	0·9	1	2·5	2·2

Auffallend ist, dass granitische Gesteine von sehr verschiedener Basicität in einem bestimmten Sediment nahezu übereinstimmende Wandlungen bewirken. Nicht die stoffliche Natur des Magma, sondern nur die Existenz-Bedingungen

[1]) Hall: Phil. Trans. Edinb. 1812. In einem andern Versuche zeigt der Autor, dass Holz unter gleichen Verhältnissen in Braunkohle verwandelt wird.

[2]) Palassou: Pyren. 1819.

[3]) Dufrenoy Ann. Mines. 1830. Vol. 8, p. 321.

[4]) Boué: Ann. sc. nat. 1824.

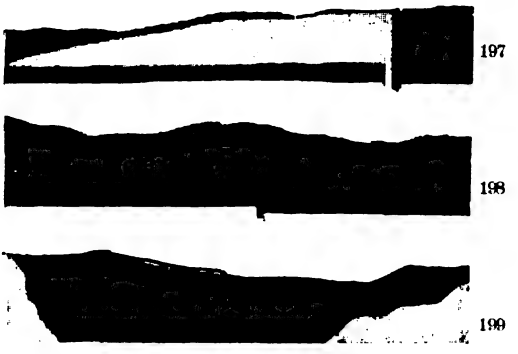
[5]) Das Wort war von Carosi (Generation du Silex 1783) in anderem Sinne angewendet worden.

[6]) Carius: Ann. Chem. Farm. 1855, p. 53. Kjerulf: Christiania Univ.-Programm 1865, p. 42. Rosenbusch: Steiger Schiefer, p. 264.

Digitized by Google

(feuchte Glut unter hohem Druck) sind in solchen Fällen massgebend.

Unter den krystallinen Umwandlungen ohne auffälligem Stoffwechsel sind die folgenden gemein: Fyllit erscheint in einiger Entfernung von der Eruptivmasse von concretionären Knoten durchsetzt (Knotenschiefer), näher am Granit stellen sich Glimmerschüppchen und Quarzkörner ein (Übergang des Knotenschiefers in Glimmerschiefer). Im unmittelbaren Contact mit der Eruptivmasse aber trifft man häufig schiefrigen bis massigen Hornfels (Andalusit- oder Quarz-Glimmer-Hornfels), oft reichlich durchsetzt von accessorischen Gemengteilen. Sandstein wird zu Quarzit; Augitische Eruptivmassen erleiden im Contact mit Granit häufig eine Umwandlung der Augite, welche randlich oder auch bis in den Kern uralitisch werden (Allport, Lossen).



Während in diesen Fällen meist nur eine Umlagerung der disponiblen Stoffe sich vollzogen hat, ist in anderen Fällen die Zufuhr oder Abfuhr gewisser Stoffe augenfällig. So in folgendem Falle eines Contactes von Tonschiefer mit Diabas. (1 = normaler Schiefer, 2 = Hornstein im unmittelbaren Contact nach Kayser).

SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	Mg	Ca	Na_2O	K_2O	H_2O
69·3	13·1	0·6	5·2	1·4	0·1	2·2	4·3	3·4
75·2	11·8	0·0	1·8	1·6	0·3	7·5	0·6	0·8

Die Zunahme von Si und die Verminderung von Eisen, Kalium und Wasser ist auffallend; in anderen Fällen variirt auch Mg bedeutend: Übrigens darf man nicht ausser Acht lassen, dass dergleichen locale Verschiedenheiten der betreffenden Sedimente z. T. primär sind; nur eine grössere Reihe von Analysen befähigt, dies störende Moment zu eliminiren.

Digitized by Google

In der Regel erscheint der Wassergehalt im Contact vermindert; auch der Gehalt an Alkalien, Eisen und Magnesia variirt; Quarzabscheidung dürfte in manchen Fällen während des Erstarrens beginnen und später in Folge der Circulation der Gewässer anhalten. Im Kalk bilden sich neben Graniten mitunter Kalksilicate [1]), in andern Fällen ist die Stoffwandlung dagegen unbedeutend: Schiefer und Kalksteine weisen auffallend oft neben Granit keinerlei „Durchtränkung mit Granitsaft" bez. Kieselsäure auf.[2])

Die Entfernung, bis zu welcher die Nachbargesteine der Eruptions-Gänge umgeändert sind, beträgt selten mehr als einige Meter; Injectionsgänge haben noch schmälere Contact-Zonen. Auffallend breite Zonen treten hingegen in der Nachbarschaft der grossen, granitischen Massifs auf. Man überschätzt in diesem Falle leicht die Mächtigkeit der Zone, wenn die Granitmasse von den Sedimenten flach überlagert wird. Fig. 197 ist ein einseitiger, Fig. 198 ein symmetrischer Massenerguss, in welchem die, schwarz eingezeichnete, Contactzone zwar beiderseits gleich mächtig, zur Linken jedoch der flachen Lagerung entsprechend, mehrmals so ausgebreitet ist, als zur Rechten. Fig. 199 zeigt das Verhältniss des Schiefers zum Granit bei Schneeberg (nach Dalmer), in welchem dieselbe Erscheinung zutrifft (dunkle Zone = Andalusit-Glimmerfels, mittlere Zone = Fruchtschiefer, in der Mulde endlich folgt unveränderter Fyllit).

Basische Massenergüsse scheinen im allgemeinen weniger intensiv metamorfosirend auf die anlagernden Sedimente zu wirken, als kieselreiche.[3])

Die Intensität der Wandlung nimmt gemeiniglich progressiv mit der Annäherung an das bez. Massif zu; insbesondere erscheinen die zwischen dem Massif und den jün-

[1]) Keilhau Gäa 1830. Naumann Geol. 1850. I. 788 f. Rosenbusch cit. und Mikr. der Gesteine. 1886, p. 48 f.

[2]) O. Lang: Erupt. Christiania. 1886, p. 83. Fälle, in welchen entschieden eine Stoffzufuhr im Contact vorliegt, werden im nächsten Abschnitt besprochen.

[3]) Contact basischer Massenergüsse (Bildung von Knotenschiefer) s. Diller. Bul. U. St. geol. Survey 1887. Nr. 38, p. 20 f.

Digitized by Google

gern Übergüssen eingeschalteten Sedimente stark umgewandelt. Unter solchen Verhältnissen sind die letzteren eben einer intensiven feuchten (magmatischen) Durchwärmung ausgesetzt und es findet demgemäss wie Lossen sich treffend ausdrückt, eine „Rückbildung des aufbereiteten Stoffes der Sedimente zum Rohstoff des Massengesteines“ statt.[1]) Glichen die betreffenden Sedimente chemisch und mineralisch den bez. Eruptivmassen (was bei tuffogenen Sedimenten immer zutrifft), so entstehen hochmetamorfe Gesteine, welche der Eruptivmasse gleichen, mit derselben unter Umständen durch Übergänge verbunden sind und von derselben local nicht getrennt werden können. (Gneisgranit im Verband mit Granit etc.) Da die Intensität des Contactes in der Regel nicht auf der ganzen Erstreckung des bez. Eruptivzuges gleich bleibt, wird es dem Aufnahmsgeologen in solchen Fällen doch gemeiniglich ermöglicht, die Grenze beiläufig zu fixiren.

Neubildung von Mineralen; Stoffzufuhr.

Lasius bemerkt bereits, dass an den äussersten Grenzen der Granite des Harz viel Turmalin vorkommt. Boase, Beche weisen dasselbe Verhältniss in Cornwall nach.[2]) Naumann betont, dass basisches Magma im allgemeinen besonders reichliche Neubildungen veranlasst.[3]) Daubrée zeigt, dass die Art der Contact-Minerale in gewissen Fällen von der chemischen Beschaffenheit der Eruptivmasse abhängt. Die verschiedenen Zeolithe sind meist an basisches Magma gebunden, während Kaliglimmer, Chiastolith, Staurolith etc. neben kieselreichen, granitischen Massen erscheinen.[4]) Tschermak findet in Predazzo neben Syenitdiorit vorzugsweise Tonerde haltige Silicate, neben Diabas aber tonerdefreie Kalk- und Magnesia-Silicate.[5]) Von noch grösserer Bedeutung ist aber die Natur des durchbrochenen Gesteines für die Art der Neubildungen (Delesse).

[1]) Lossen Jb. geol. Landesanst. 1883, p. 498.

[2]) Boase: Trans. geol. soc. Cornwall 1832, p. 240. 378. Beche: Cornwall 1839, p. 157.

[3]) Naumann: Geol. 1850. I. 794.

[4]) Daubrée: Metamorf. übers. 1861, bringt Literatur insb. p. 41 f.

[5]) Tschermak: Porfyrgesteine. 1869, p. 118.

Digitized by Google

In den Schiefern treffen wir häufig Quarz, Orthoklas, Hornblende, Glimmer, Turmalin, auch Schmitzen und Nester seltener Silicate,[1]) während der Kalk im Contact mit Vorliebe Kalkmineräle (Granat, Vesuvian, Wollastonit, Gehlenit, Epidot) führt. Die Schiefer des Harzes sind im Contact mit Diabas gehärtet, ihr Kieselgehalt schwankt; sie haben Na aufgenommen und K abgegeben.[2]) Dass die Zufuhr von Na in diesem Falle mit den Ausbrüchen des Diabas zusammenhängt, ist gewiss, doch hat sich der Prozess wohl nicht bloss während des Ausbruches abgespielt, weil man im Contact oft viel mehr Na trifft, als aus der entsprechenden Gangmasse ausgeschieden werden konnte. Nachträgliche Auslaugung der in der Tiefe steckenden Massen dürfte die Anreicherung bewirkt haben. So combiniren sich in vielen Fällen die primären Contactwirkungen mit secundärer, wässriger Wandlung.

Lossen zeigt, dass Diabas im Contact mit durchbrechendem Granit faserige Hornblende und saussuritischen Labrador, Granat und Epidot führt und z. T. in Diorit verwandelt ist.[3]) Die Kalklager im Contact mit dem Granit sind auf grosse Strecken in Hornfels umgewandelt. Der Schiefer ist gleichfalls weithin metamorfosirt. Der Autor hebt hervor, wie die chemische Zusammensetzung des Magma auch in diesem Falle die Ausbildung specifischer Minerale bedingt.[4]) Bezüglich der Neubildungen im Contact mit den Eruptivmassen des Adamello und den sog. Banatiten s. Lepsius, v. Rath.

Ursache der Contact-Metamorfose.[5])

Als Ursache dieser Wandlungen hatte man im vorigen Jahrhunderte vulkanische Dämpfe und Wärme bezeichnet.

[1]) Im Schiefer neben dem Diorit von Klausen, Tirol, schieden sich aus: Turmalin, Pleonast, Andalusit, Granat, Korund, Zirkon, Rutil, Spinell; s. John-Teller: Klausen. Jb. geol. Reichs. 1882.

[2]) Kayser: Z. geol. Gesell. 1870, p. 115, 153.

[3]) Lossen: Z. geol. Ges. Vol. 27, p. 451, 969. Vgl. Allport: Q. geol. soc. 1876, p. 407.

[4]) Lossen: Z. geol. Ges. 1872, p. 708, 718.

[5]) Die Ursachen der allgemeinen (wässrigen) Metamorfosen werden a. O. besprochen.

Digitized by Google

Arduino stellte die Hypothese auf, die Dolomitbildung sei durch die Wirkung von Exhalationen bedingt. [1])

Thomson führt die krystalline Beschaffenheit der Marmor-Auswürflinge des Vesuv auf die Wirkung der vulkanischen Dämpfe zurück. [2])

Die Bedeutung dieser Genesis für die Contactbildungen (und für viele Erzlagerstätten) wurde und wird noch heute von vielen Forschern, welche die Wirkungen des Druckes nicht in Rechnung ziehen, weit überschätzt. In der Tat spielen die Exhalationen nur nahe der Erdoberfläche eine Rolle, während in namhafter Tiefe (bei den Tiefergüssen) nicht Gase, sondern Lösungen ausgeschieden werden können. Nur an der Oberfläche treten Exhalate auf, während in der Tiefe die Exsudate herrschen.

Schon Hutton hatte betont, dass in der Tiefe die Wirkung der Hitze durch den Druck spezifisch unterstützt und modificirt werde.

Als man in der Folge die Gegenwart des Wassers bei den Ausbrüchen erkannt, wurde auch dieses Agens in die Contactlehre eingeführt.

Dana behauptet zuerst, das im Magma enthaltene Wasser bewirke krystalline Umlagerung. Auch meint der Autor, die Wärme werde durch das Wasser leicht weit geleitet, daher die oft breiten Contactzonen. [3])

Delesse betont, dass die Contactgebilde um so krystalliner sind, je besser individualisirt das Eruptivgestein ist und spricht die Ansicht aus, das Magma sei in diesem Falle reichlich mit Wasser imprägnirt gewesen. [4])

Dass die krystalline Umlagerung durch Wärme und Wasser bewirkt werde, ward in der Folge allgemein zugestanden. Die Neubildung von Mineralen hat man in früherer Zeit auf das Zusammenschmelzen der Eruptivmassen mit dem

[1]) Arduino: Osserv. chim. 1779. Dieselbe Ansicht vertreten Heim, Thüringerwald, 1806, II, p. 100 und Buch in Leonh. Taschb. Min. 1824.

[2]) G. Thomson, Bibl. Brit. 1798, p. 40.

[3]) Dana, Rep. geol. survey 1836, p. 161 und A. J. 1843, Vol. 45, p. 111. Bunsen, Ann. Chem. Vol. 62, p. 16.

[4]) Delesse: Ann. Mines 1857, p. 118, 212, 228, 707, 738, 758.

Digitized by Google

Wandgestein zurückgeführt. Boué stellt dagegen die Theorie auf, die Nebengesteine seien von gewissen im Magma enthaltenen Stoffen durchtränkt worden.[1]) Dana denkt an Ausschwitzen heisser, wässriger Lösungen und Fournet meint, wie die Kapelle der Silberabtreiber von den verunreinigenden Metallen imprägnirt wird, so werde auch der Schiefer und Kalk von den Granitsäften durchsetzt.[2])

Scheerer, welcher den Granit als einen durchwässerten Glutbrei auffasst, meint im Anschlusse an Dana, dass heisse Silicatlösungen in das Wandgestein eindringen und dort Neubildungen veranlassen.[3])

Daubrée denkt gleichfalls an die Ausscheidung von gesättigten, wässrigen Lösungen (sog. Mineralbildner oder Mineralisatoren) aus dem erstarrenden Glutbrei.[4])

Im Gegensatze zu diesen Exsudations-Theorien der Vulkanisten behaupteten die Neptunisten, der Zug der Gewässer müsse an und für sich eine Wandlung zweier verschiedener, einander berührender Gesteine bewirken[5])

Beide Vorgänge haben gewiss eine Rolle gespielt und der moderne Petrograf ist bestrebt, diese secundären von den primären Contact-Wirkungen und Bildungen möglichst zu sondern.

Hangend-Contact.

Ein granitischer Massenerguss breitet sich am Meeresgrund aus, er wächst durch intrusive Nachschübe, während er zugleich von Sedimenten überlagert wird. Der Massenerguss wird durch Nachschübe innen glühend erhalten, es stellt sich der Wärmeleitung entsprechend ein gewisses Gleichgewicht her, indem die Wärme von Innen gegen Aussen allmählig abnimmt. In der Kruste herrscht eine Temperatur, welche kaum höher liegt, als die der umgebenden Wassermassen, während die Nachschübe im Inneren glühen. Wir

[1]) Boué, Ann. sc. nat. 1824.

[2]) Fournet, Ann. Chim. Phys. 1836. Bul. soc. geol. (2.) Vol. 4.

[3]) Scheerer, Bul. soc. geol. 1847. (2.) IV. p. 494.

[4]) Daubrée, Metamorf. übers. 1861, p. 108. Desgleichen Michel-Levy.

[5]) Bischof, Geol. 1863, 2. Auflage, III. p. 188.

Digitized by Google

können dies Verhältniss leicht durch alltägige Erfahrungen erläutern: wenn man wässrigen Brei in einer Pfanne auf das Feuer setzt und sieden lässt, herrscht die Temperatur von 100° nicht in der ganzen Masse; in der Nähe der Wärmequelle liegt die Temperatur der Breimasse weit über jener des kochenden Wassers, örtlich kommen Überhitzungen vor, welche bis zur Verkohlung der organischen Substanz führen. In gleicher Weise kann auch im Innern einer Granitmasse hohe Glut herrschen, während die Masse äusserlich kühl ist und ringsum von kühlem Wasser umflutet wird. Die Kruste des Ergusses wird nahezu so kühl sein, wie das umgebende Wasser; nur da und dort mag in Folge von Nachschüben ein Platzen der Kruste und ein rasches Abschrecken der glühenden Wunde stattfinden. Die Sedimente, welche über solchen Ergüssen abgelagert werden, sind natürlich auch normal temperirt und es liegt, wenn nicht viel lebensfeindliche Substanzen vom Magma ausgestossen werden, kein Hinderniss im Wege, dass Organismen über den Glutmassen gedeihen, dass sich organogene Kalke über den aussen gekühlten Granit-Ergüssen ablagern. Nimmt die Dicke dieser Ablagerungen zu, so werden die tieferen Teile durch die jüngeren Ablagerungen gegen fernere Abkühlung geschützt. Ein neues Wärme-Gleichgewicht muss sich herstellen, indem die Wärme der inneren Teile in eben jenem Masse vorrückt, als die Dicke der Überlagerung zunimmt. So kann die sedimentäre Decke (Tuff, Schlamm, Kalk etc.) in Folge anhaltender Überlagerung und fortwährender eruptiver Nachschübe im Laufe der Zeit in bedeutender Mächtigkeit metamorfosirt werden.

Fig. 200 stellt das äusserste Stück eines Massenergusses 1 dar; die äusserste Partie ist kühl und dunkel; darunter folgen die heissen, hellen Partien. In Fig. 201 ist die Masse von Sedimenten überlagert; die Hitze (helle Schattirung) ist bis an den Contact vorgedrungen; die Sedimente 2 sind aber noch kühl und dunkel. In Fig. 202 sind die Sedimente noch stärker angewachsen. Der Massenerguss 1 und die älteren Sedimente 2 sind durchhitzt und hell; die Hitze ist bis zu den jüngsten (dunklen) Sedimenten 3 vorgedrungen. So rückt

Digitized by Google

die helle (warme) Zone und die dunkle kühle Krusten-Zone Schritt für Schritt mit zunehmender Überlagerung höher empor. Die Oberfläche ist immer kühl, während die Tiefe glüht.

Hall verdankt man ein erläuterndes Experiment. Er füllte eine unten geschlossene Eisenröhre mit Sand und Salzwasser und versetzte die untere Partie in Glut. Der Sand wurde hart cementirt und doch wallte das überstehende Wasser nur mässig.

In Folge der Metamorfose der hangenden Sedimente ändert sich die Wärmeleitung derselben: die vordem porösen, schlechtleitenden Schichten von Tuff, Schlamm und Kalk werden in Folge der molekularen Umlagerung bessere Leiter. Die Glut

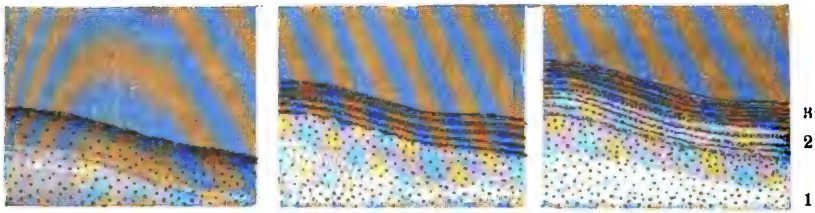


Fig. 200. Fig. 201. Fig. 202.

dringt empor bis in den Horizont der krystallinen metamorfen Gebilde; die tieferen Sedimente, welche vordem eine schützende Decke bildeten, sind jetzt selbst zur ausgiebigen Wärmequelle geworden. Darüber liegt aber ein Mantel von jüngeren unveränderten Sedimenten, welche in späterer Zeit ähnliche Wandlungen zu erleiden haben. Es erklärt sich, dass im Hangenden granitischer Massen jede Spur organischer Struktur verlöscht ist und dass Schlamm und granitischer Tuff unter solchen Verhältnissen in eine granitoide Masse (Gneis und Gneisgranit) verwandelt wird. Die bez. Sedimente sind in diesem Falle eben jener feuchten, magmatischen Glut ausgesetzt, welche die Ausbildung der granitischen Textur bedingt und dementsprechend entsteht auch ein granitartiges Gestein, dessen ursprüngliche Genesis nur durch partielle Schichtung und Wechsellagerung verraten wird.[1]) Hierher gehören jene

[1]) Dass unter solchen Verhältnissen Übergänge von den Eruptivgesteinen in die hangenden (z. T. tuffogenen) Sedimente stattfinden können, wird im Kapitel Facies (Tuffe und tuffogene Sedimente) ausgeführt.

Digitized by Google

hoch metamorfosirten Schollen, welche im Hangenden mächtiger Granitmassen vorkommen und welche von älteren Beobachtern meist fälschlich als Trümmer der durchbrochenen Sedimente oder als „Inseln" bezeichnet wurden, in der Tat aber nur Relicte einer stark metamorfosirten, ehemals über die ganze Ergussmasse ausgebreiteten Decke sind.

Ich erwähne zum Schlusse noch einen besonderen Fall des Hangend-Contactes, nämlich den Einschaltungs-Contact: die Granitergüsse der Malgola [1]) werden von Sedimenten überlagert, jüngere Eruptivmassen durchbrechen dieselben, sie fliessen als Ströme über die Flanken der alten Ergüsse und über die sedimentäre Kruste, welche die letzteren bedeckt, herab. Die Beobachtungen am Mulat zeigen uns, dass die älteren und jüngeren Ergussmassen eine zusammenhängende Reihe bilden, ja dass krystalline Gesteine örtlich noch nachgeschoben wurden zu einer Zeit, da ringsum bereits Gesteine von porfyrischem Habitus zur Förderung kommen. Das frittende Übereinandergreifen von Granit und Andesit (Melafyr) am Mulat und das Zusammenschweissen des Syenites mit dem liegenden Granit beweist, dass die Wärme der Ergüsse genügte, um eine Vereinigung an der Auflagerungsfläche zu bewirken. Die liegenden Massen waren eben noch heiss, als sie von jüngeren Ergüssen überströmt wurden. Die Hitze wirkte von zwei Seiten, bis die Erstarrungskruste erweicht war.

In gleicher Weise dürften auch an der Malgola die jüngeren Ergüsse zu einer Zeit erfolgt sein, da die bereits von Sedimenten überkleideten älteren Syenitmassen noch warm waren. Dies verursachte in gleicher Weise eine intensive Metamorfose der eingeschlossenen Sedimente.

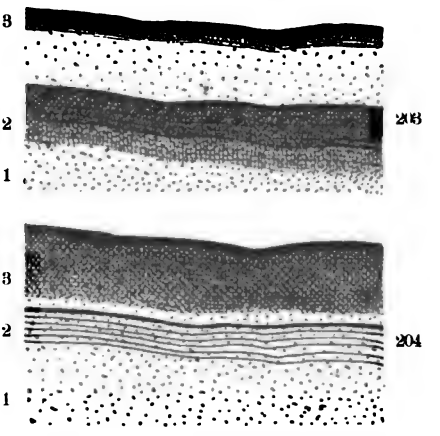
Auch am Adamello sehen wir mannigfaltige Sedimente (Kalk, Schlamm und Tuff) zwischen die einzelnen Ergüsse eingeschaltet und metamorfosirt. [2]) Die Eruptivmassen wurden von Sedimenten überlagert, diese wurden wieder vom Glutbrei durchbrochen und übergossen und in Folge dieser beiderseitigen Durchheizung wurden endlich die Einlagerungen in

[1]) Reyer: Predazzo. Jb. geol. Reichsanst. 1881.
[2]) Reyer: Adamello Jb. Min. 1881.

Digitized by Google

so tiefgreifender Weise umgewandelt, dass sie stellenweise die Schichtung verloren und den Karakter massiger Gesteine angenommen haben.

Fig. 203 zeigt einen heissen, hellen Massenerguss 1 mit dunkler, kühler Kruste, darüber liegt eine Lage dunkler, kühler Sedimente; diese wurden eben von dem heissen, hellen Erguss 3 überströmt. Nach einiger Zeit herrschen die Verhältnisse der Fig. 204: die Hangend- und die Liegend-Hitze haben die kühle Kruste und die kühle sedimentäre Einschaltung durchheizt; zwischen 1 und 3 ist alles hell und heiss und die kühle, dunkle Zone ist in die äusseren Partien von 3 verlegt.



Man trifft begreiflicher Weise Exsudat-Neubildungen 1. im Hangend-Contact, 2. in den äusseren Partien der Eruptivmassen selbst, 3. in den zwischengeschalteten Sedimenten, weil dieser gesammte periferische Complex eine niederere Temperatur hat, als der Kern der Eruptivmassen. Die gesättigten Lösungen, welche in diese periferischen Teile exsudiren, werden hier abgekühlt und gelangen demgemäss zur Abscheidung.

Beweise für die eruptive Natur eines Gesteines.

1. Beschaffenheit der Eruptiv-Gänge. — Schon in frühen Zeiten erkannte man, dass die feuerflüssigen, von den Vulkanen geförderten Massen oft glasig erstarren und diess wurde als sicheres Merkmal der vulkanischen Genesis betrachtet. Ferber hebt aber hervor, dass man glasartige Steine auch in den Sedimenten finde (Feuersteine, Chalcedon-Gänge etc.). Die glasige Beschaffenheit war also nicht beweisend; doch erkannte man bald, dass allerdings gewisse räumliche

Digitized by Google

und chemische Beziehungen der Gläser zu den Laven ein untrügliches Merkmal für die pyrogene Entstehung der letzteren abgeben. Die bezüglichen Gläser stimmen chemisch mit den zugehörigen Laven überein und treten gemeiniglich als deren Kruste (Schlackenkruste) auf.

Die Neptunisten liessen diess Argument fallen, behaupteten aber im Gegensatze, die sogenannten plutonischen Gesteine, welche keine Schlackenkruste aufweisen, sondern durchaus krystallin sind, könnten unmöglich glutflüssig gewesen sein. In der Folge wurde durch Beobachtung und Versuch die Nichtigkeit dieses Schlusses dargetan. Man lernte, dass auch in der Glut krystalline Massen entstehen.

Als ein zweiter Beweis für die Art der Genesis galt seit jeher das gangartige Auftreten der Gesteine. Aber die Tatsache, dass diess Argument sowohl von den Neptunisten wie von den Plutonisten zu Gunsten ihrer Hypothese vorgebracht wurde, zeigte zur Genüge die Wertlosigkeit dieser Begründung. Bereits im 16. Jahrhunderte hatten die deutschen Bergleute festgestellt, dass gewisse Erzgänge durch sickernde Lösungen gebildet werden, in anderen Fällen dachte man an jene Schmelz- und Sublimations-Prozesse, welche die Alchymisten studierten. Im 18. Jahrhunderte standen sich beide Anschauungen feindlich gegenüber. Jede Partei brachte Tatsachen und Begründungen vor, beide aber irrten, indem sie die gegnerischen Anschauungen schlechtweg verwarfen. Wie die Neptunisten über die Mineralbildung dachten, ersieht man u. a. aus der Betrachtung Trebra's.[1]) Der Autor betont, wie das Wasser in den Tiefen der Erde herrscht und wirkt. Was — frägt er — wird der Bergmann, der in dem sickernden träufelnden Nass arbeitet, dem Geologen wohl antworten, wenn dieser ihn versichert, all' diese Gänge seien durch das Feuer entstanden? Trebra wendet sich von dieser Behauptung der Gegner ab und führt im Sinne der neptunistischen Bergmanns-Schule aus, wie das Wasser durch die Hitze der Erdtiefe erwärmt, Dünste und Gährungen erzeuge und Mineralien in den Gängen bilde.[2])

[1]) Ausser Trebra treten für den Neptunismus ein: Wallerius, Bergmann, Werner, Delius, Pini, Delametherie u. a.

[2]) Trebra, Erf. Gebirge 1785, p. 29, 38.

Digitized by Google

Derart waren die Anschauungen der deutschen Schule. Sie waren wohlbegründet; man fehlte nur, indem man sie in unberechtigter Weise generalisirte. Saussure beging diesen Fehler. Er betont, dass die Granite der Alpen ebenso wie die Schiefer aus steil gestellten Schichten bestehen (Bankung), er sieht den Granit in dünnen Lagen und Gängen in den Schiefern auftreten. Da dieselben Merkmale sich auch bei den Kalk- und Quarzgesteinen finden, betrachtet Saussure den Granit als ein sedimentäres Gestein.[1])

Die Plutonisten anderseits kümmerten sich nicht um diese Anschauungen. Sie behaupteten: Die Lava tritt in Gängen auf, der Granit kommt auch in Gängen vor, also muss der Granit so entstanden sein wie die Lava. Strange hatte diesen Schluss zuerst gezogen[2]) und Hutton verkündete gleichfalls, gestützt auf den Fund eines Granitganges, die plutonische Entstehung des Granites. Der Scheinbeweis wurde seinerzeit und wird noch heute von den unkritischen Vulkanisten als voll angenommen. In der Tat aber gibt das gangförmige Auftreten keinen Aufschluss über die Genesis. Hutton hatte nur zufällig Recht; erwiesen war seine Anschauung nicht. Er war ein glücklicher Dogmatiker, aber kein beweisfester Forscher.

Der Gegensatz der zwei besagten Schulen blieb lange bestehen. Einige Forscher waren aber doch auch besonnen genug, die gegnerischen Ansichten zu würdigen und die eigenen Anschauungen zu beschränken. Die gemässigten Vulkanisten gestanden es zu, dass die Neptunisten für die wässerige Entstehung gewisser Minerale und Ganggesteine Beweise beibringen konnten. Man begnügte sich in der Folge, nur jene Gänge als eruptiv zu bezeichnen, welche Contact aufwiesen oder in deren Masse Fragmente des Nebengesteines eingeschlossen waren.[3]) Die erstere Tatsache bespreche ich im folgenden Capitel, von der zweiten aber behaupte ich, dass sie keinen Beweis für die eruptive Natur eines Ganges liefert, indem man ja auch in entschieden hydatogenen Gängen

[1]) Saussure, Voy. 1776, S. 599.

[2]) Strange, Phil. Trans. 1775, p. 5.

[3]) Playfair (Explic. p. 226) bringt dieses Argument vor.

Digitized by Google

solche „schwimmende", rings von (wässerigen) Neubildungen umwallte Schollen des Nebengesteines antrifft.

Zum Schlusse erwähne ich, dass vielfach das beiderseitige Auskeilen der Gänge als Beweis gegen die eruptive Genesis angeführt wurde. Bedenkt man aber, dass in den Spalten Weitungen oft abwechseln mit Partien, in welchen die gegenüberstehenden Wände aneinanderstossen, so ergibt sich allerdings die Möglichkeit, dass der Profilschnitt eines Eruptiv-Ganges ein beiderseitiges Auskeilen aufweist, während der Zusammenhang der Gangsubstanz in anderen Richtungen doch besteht. Diese Überlegung beseitigt den vorgeführten Einwand.[1]

Blicken wir nun zurück, so finden wir, dass nur die Beziehung der Gläser zu den Laven einen Beweis für die vulkanische Entstehung der Laven liefert; für die plutonische Natur der Granite findet man unter den vorgeführten Argumenten keinen vollen Beweis.[2])

2. Contact. — Die Laven bewirken im Allgemeinen Frittung und Verglasung, während die Granite krystalline Umlagerung und Neubildung von Mineralien im Nebengestein erzeugen. Überdiess findet man die Sedimente, welche über den Graniten lagern, zertrümmert. Beide Gesteine lösen sich von einander bald scharf ab, bald gehen sie ineinander über. Die Frittung im Contacte mit Laven wurde bereits früh und mit Recht als Beweis für den feurigen Ursprung der Laven aufgefasst. Die Contactwirkungen der Granite liefern hingegen nach meiner Meinung keinen vollen Beweis für die feurige Entstehung dieser Gesteine; denn mancher Kalkstein ist (im Falle mechanischer Contact-Metamorfose) im Contact mit metamorfen Sedimenten ebenso geartet, wie jener Marmor, welcher an Granit stösst.[3]) Die krystalline

[1]) Über beiderseits auskeilende Gänge und Gangtrümer berichten Kobell und Carnall in Karst. Arch. 1831, p. 113 Kjerulf, Geol. Norwegen übers. 1880.

[2]) Nur ausnahmsweise kann man von granitischen Gängen mit Sicherheit die eruptive Natur behaupten, wie im Folgenden gezeigt werden wird.

[3]) Vgl. Balzer: Beitr. geol. Schweiz 1880, Vol. 20. (Contact im Gebiete des Aarhorn.)

Digitized by Google

Umlagerung, die örtliche Zertrümmerung und gegenseitige Durchflechtung werden in ein und dem anderen Falle beobachtet: selbst stoffliche Wandlungen und Neubildung von Silicaten trifft man nicht selten hier wie dort. In der Tat dürften auch die genetischen Bedingungen in ein und dem anderen Falle nicht sehr abweichen. Feuchtigkeit und erhöhte Temperatur haben hier wie dort gewirkt. Der vorurteilslose Beobachter wird also dem Schlusse aus dem Granit-Contact auf die Granit-Genesis kaum ein besonderes Gewicht beilegen.

3. Blasen, Fluctuation, Schlieren, Einschlüsse. — In den Laven trifft man häufig Blasen. Sie werden bedingt durch die Entbindung von Gasen während der Eruption. Meist sind dieselben flachgedrückt und es entspricht die Lagerung dieser linsenförmigen Hohlräume der Bewegung des Gesteinsbreies. In Strömen liegen die Blasenlinien flach, in Gängen stehen sie senkrecht und überdiess fällt in letzterem Falle die lange Axe des Hohlraumes mit dem Streichen des Ganges zusammen. Mitunter sind die Blasen mit Zersetzungsproducten des Gesteines erfüllt.[1]) Aus Form und Anordnung dieser Blasen, beziehungsweise Mandeln schlossen die Vulkanisten auf die vulkanische (beziehungsweise plutonische) Entstehung der betreffenden Gang- oder Strommassen. Auch aus der stromigen Anordnung der Krystalle[2]) (Fluidal-Structur) erschloss man die eruptive Genesis. In den meisten Fällen mag diess zutreffen, es ist aber auch möglich, dass in kühlen Breimassen Blasen und Krystalle vorkommen; auch diese werden in der Richtung des Fliessens sich anordnen. Man denke an die Gänge von Schlamm, Gyps, Schiefer und an die Schlammströme, welche den Eruptivströmen tektonisch gleichen, die aber doch nicht als Laven gedeutet und bezeichnet werden dürfen.

[1]) Die Mandeln der sog. Mandelsteine (porösen Laven) wurden noch in den ersten Decennien unseres Jahrhundertes nicht als Secretionen, sondern fälschlich als Concretionen gedeutet. Viele Neptunisten brachten den Trugschluss vor: Kalkknoten kommen in vielen sog. Eruptivgesteinen vor. Der Kalk kann im Glutflusse nicht bestehen, folglich sind diese Gesteine nicht eruptiv.

[2]) Macculloch, Geol. 1831, I, 208.

Digitized by Google

Neuerlich betont Lehmann, dass Einschlüsse in Gängen einen Beweis für die eruptive Genesis liefern, wenn sie entweder gefrittet sind oder nachweislich aus der Tiefe stammen.[1]) Das erste Argument ist, wie oben erwähnt, beweiskräftig, die zweite Erscheinung aber kann ebenso wie die eben vorgeführten Fänomene, auch bei neptunischen Breimassen, welche durch Spalten aufsteigen, statthaben. Wir haben also wieder nur einen Beweis für die Laven, nicht aber für die Granite.

Als ferneres unterscheidendes Merkmal wird die Schichtung bezeichnet, welche nur bei Sedimenten vorkommen soll, während die Eruptivmassen homogen und massig sein sollen.[2]) Auch dieses Merkmal ist unkräftig: Wo ein schlieriger Eruptivteig empordringt stellen sich die blattförmigen Schlieren parallel den Gangflächen. Wenn die schlierige Masse sich horizontal als Strom ausbreitet, nehmen die Schlieren gleichfalls eine mit der Ergussbewegung harmonirende Form an, sie breiten sich blattförmig aus und erzeugen eine Art Schichtung. Beim folgenden Erstarren tritt in Folge der ungleichartigen Zusammenziehung der verschiedenen Schlieren eine bankförmige Klüftung ein. Hierdurch wird die Ähnlichkeit mit Sedimenten noch schlagender.

In den eruptiven Gängen tritt überdiess in der Nähe des Salbandes eine andere Art der Molekulargruppirung auf, als in der Mitte des Ganges; auch werden diese Partien in Folge nachträglicher Metamorfose anders geartet als die centralen Teile. Diess, vereint mit der Schlieren-Anordnung, bewirkt Erscheinungen, welche mitunter der symmetrischen (blattförmigen) Anordnung in wirklich hydatogenen Gängen gleichen. Anderseits gibt es Sedimente und hydatogene Gänge, welche sehr homogen und massig sind, in dieser Beziehung also den massigen Eruptivgesteinen gleichen. Es geben also auch diese Merkmale keinen sicheren Aufschluss über die Genesis.

Von grösserer Bedeutung ist die Art der Einschlüsse in

[1]) Lehmann, Z. Geol. Gesellsch. 1878, p. 548.

[2]) Saussure zeigt, dass der Granit mitunter geschichtet ist (siehe Plattung) und hält den Granit aus diesem Grunde für ein Sediment.

Digitized by Google

den Eruptivgesteinen: Glaseinschlüsse herrschen in den Laven, Flüssigkeits-Einschlüsse in den Graniten. Die ersteren beweisen natürlich ebenso, wie die glasige Kruste der Laven deren glutflüssige Entstehung. Flüssigkeits-Einschlüsse können aber auch in hydatogenen Massen vorkommen.[1]) Die Neptunisten haben die Flüssigkeits-Einschlüsse der Quarze bekanntlich zu ihren Gunsten gedeutet, während Spallanzani, Menard, Faujas, Breislak u. a. hervorheben, dass im plutonischen Wasser-Glutfluss auch Flüssigkeits-Einschlüsse bestehen können. Jedenfalls bietet das vorgeführte Argument keinen Beweis für die Genesis. Überhaupt finden wir unter allen vorgeführten Anzeichen nur solche, welche die vulkanische Genesis der Laven erweisen, während die plutonische Entstehung der Granite durchaus hypothetisch bleibt.

4. Die Tuffe wurden schon seit den ältesten Zeiten von den Vulkanisten als Argument vorgeführt. Bei den Porfyren und Graniten tritt die Masse der Tuffe zurück. Überdiess sind dieselben meist eingestreut in die gleichartigen Gebilde des Meeresbodens, sie mischen sich und wechsellagern mit ihnen. Durch Metamorfismus haben sie fast immer ihren ursprünglich losen Karakter verloren, sie sind oft nicht bloss zementirt, sondern durch krystalline Umlagerung so tief umgewandelt, dass sie eher einem massigen Eruptivgestein, als einem Tuff gleichen. Es ist also durch diess Merkmal nur die Natur der vulkanischen Gesteine gekennzeichnet, während das Argument nur selten für die Erkennung der Granit-Genesis massgebend wird.

5. Mineral-Genesis. — Weitere Argumente suchte man in der erfahrungsmässig feurigen, bez. wässerigen Entstehung gewisser Minerale. Die Neptunisten behaupteten, da die Eruptivgesteine, in unseren Öfen geschmolzen, nie wieder mit ihrem alten Karakter erstarrten, könnten sie auch in der Natur nicht in dieser Weise entstanden sein. Dagegen wurde gezeigt, dass Augit, Olivin und andere Mineralien allerdings

[1]) In solchen Massen können, wenn sie unter bedeutendem Drucke gebildet wurden, auch Einschlüsse von flüssiger Kohlensäure vorkommen. (Einschlüsse im Quarz der Schiefer.)

Digitized by Google

in den Ofenschlacken sich bilden, dass man sie auch durch Zusammenschmelzen der Bestandteile erzeugen könne.[1])

Ferner wurde nachgewiesen, wie Lösungsmittel die Krystallisation gewisser Stoffe ermöglichen. Ebelmen löst Silicate in Substanzen, welche bei hoher Temperatur langsam verdampfen.[2]) Forchhammer verwendet Chlornatrium als Fluss- und Lösungsmittel.[3]) Endlich wurde wiederholt[4]) gezeigt, dass wir in unseren Öfen eben die Art des Glutflusses, welchen die Natur anwendet, nicht erzeugen können. Natürlich konnten in der trockenen Ofenglut viele der Mineralien, welche in der natürlichen feuchten Glut entstanden, nicht gebildet werden. Als man in der Folge im Laboratorium die feuchte Glut anwendete, kam man auch den Erzeugnissen des natürlichen Glutflusses näher. Schafhäutl hat zuerst experimentell gezeigt, wie energisch Wasser unter hohem Drucke und bei hoher Temperatur wirkt; er löste Kieselsäure im papinianischen Topf. Morlot verwandelte unter derartigen Verhältnissen Kalkstein in Dolomit. Senarmont stellte auf gleiche Weise viele Mineralien dar.[5]) Quarz und andere Mineralien bildeten sich in Daubrée's feuchtglühender, geschlossener Röhre. So war festgestellt, dass die molekulare Umlagerung durch die Gegenwart von durchtränkenden Liquiden wesentlich begünstigt wird.

Eine andere Serie von Versuchen aber zeigte, dass unter übrigens günstigen Erstarrungs-Bedingungen eine krystalline Lagerung auch platzgreift, wenn die besagten Beförderer der Umlagerung nicht mithelfen. Schon im vorigen Jahrhunderte hatte Réaumur gezeigt, dass die Gläser nur dann ihren eigentümlichen Karakter erhalten, wenn der Übergang vom flüs-

[1]) Hausmann: Bildungen bei hütt. Proz. Göttinger gel. Anzeiger 1816. Mitscherlich: Abh. Akad. Berlin 1823, p. 25. Berthier: Ann. Chim 1823, p. 365. Vgl. die Literatur in C. Fuchs: Künstl. Minerale 1870. Schott: Schmelzverbindungen 1881. Bourgeois: Reprod. des miner. C. R. 1883.

[2]) Ebelmen: Ann. Chem. 1821 t.

[3]) Forchhammer: Ann. Chem. 1854, p. 568.

[4]) Spallanzani: Viaggi 1794, Cap. 20.

[5]) Schafhäutl: München. Gel. Anzeiger 1845. Morlot, in Haidingers Abh. 1847. Senarmont: Ann. Chim. 1849.

Digitized by Google

sigen in den festen Zustand rasch erfolgt. Kühlen die Massen hingegen langsam ab, so bilden sich Krystalle. Es genügt sogar, die glasige Masse längere Zeit in einer hohen Temperatur zu erhalten, um derartige Umlagerungen im festen Körper herbeizuführen. Das Glas wird dann mit der Zeit trüb und endlich durch und durch krystallin. Neuerlich haben Fouqué und Levy verschiedene Mineralpulver oder entsprechende Mischungen der Oxyde geschmolzen und dann lange im Zustande der beginnenden Erstarrung erhalten; immer bildeten sich unter diesen Umständen in der teigigen Schmelze Krystalle. So gelang es, die verschiedenen Feldspate, Nefelin und Leuzit herzustellen. Mithin war experimentell dargetan, was schon vordem jeder Lavastrom gezeigt hatte, dass all diese Minerale in der Tat aus der glühenden Schmelze sich ausscheiden können.

Andererseits hatte man aber auch erkannt, dass die Möglichkeit, ein Mineral bei hoher Temperatur herzustellen, durchaus kein absoluter Beweis für die vulkanische (bez. plutonische) Genesis aller derartigen Gebilde sei. Diese Erkenntniss verdankt man begreiflicher Weise vorwiegend den Bemühungen der Neptunisten, welche zeigten, dass fast alle Mineralien unter gewissen Bedingungen aus wässerigen Lösungen abgeschieden werden. [1])

So gelangen wir zu der Erkenntniss, dass die Frage nach der Genesis der Gesteine durch das Vorkommen der Minerale nicht aufgehellt wird, weil diese eben meist nicht nur in einer, sondern in verschiedener Weise entstehen können. [2])

6. Hydatogener Granit. — Wir haben bisher für die plutonische Entstehung des Granites keinen vollen Beweis vorbringen können. Wohl aber kann man von gewissen Gra-

[1]) Literatur in Naumann: Geogn. 1850 I, p. 738, 745 f. Zirkel: Petrogr. I. 162. Boué: Sitzber. Akad. Wien 1865. C. Fuchs: Künstl. Mineralien.

[2]) Schon Leibniz (Protogäa ed. Scheid p. 63) hob hervor, dass viele Dinge sich nicht bloss durch Wasser, sondern auch durch Feuer lösen lassen. Aus den flüssigen Dingen oder auch aus dem Rauch sammelte sich das Feste und werde „durch die geometrische Kraft der Natur figurirt".

Digitized by Google

niten (Pegmatit, Schriftgranit) mit Sicherheit ihre wässerige Entstehung behaupten.[1]) Die karakteristischen Merkmale dieser Gebilde sind nach Credner die folgenden:[2])

1. Ein bestimmter Zusammenhang der betreffenden Granitgänge mit der chemischen Beschaffenheit der Wandgesteine. 2. Symmetrische Ausscheidung parallel den Gangwänden. Die frei ausgebildeten Spitzen der Krystalle schauen gegen das Gangcentrum. 3. Anschmiegung der Granitmasse an Verwitterungsformen des Nebengesteines. Die Gründe 1 und 3 bilden einen vollen Beweis, während die unter 2 angeführte Erscheinung allerdings auch an pyrogenen Gesteinen beobachtet wird.

Die Grenze zwischen diesen rein hydatogenen Gebilden und dem hydatopyrogenen Granit ist oft schwer zu ziehen. Es herrschen eben in der Tiefe Bedingungen, welche einen Übergang von den hydatogenen zu den hydatopyrogenen Gesteinen ermöglichen: Unter hohem Drucke ist die lösende Kraft des überhitzten Wassers bedeutend, es erfolgen krystalline Umlagerungen und Ausscheidungen, die sich nicht wesentlich unterscheiden von dem granitischen Magma, welches sich unter den gegebenen Bedingungen mit hydatogenen Producten leicht zu einer Einheit verbinden.[3])

7. Eruptive Sedimente. — Nicht selten trifft man hydatogene Gesteine in Formen, welche den eruptiven gleichen. Schlamm, Ton, Mergel, Schiefer, Kalk, ja krystalline, metamorfe Gesteine wie Marmor und Gneiss treten gangförmig auf, sie dringen in benachbarte Gesteine ein und bilden mit diesen wirr durchknetete Brezzien u. s. f.[4]) Einige

[1]) Vgl. Naumann: Geogn. 1850 II, 253, 261. Zirkel: Petrogr. II, 345 f. Ich übergehe die negativen Merkmale, welche die Neptunisten vorgebracht haben (Mangel der Frittung und Verglasung etc.).

[2]) Hunt: Geol. Canada 1863, 476, 644. A. J. 1871, I, 182; 1872 III. 115. Rath: Z. geol. Gesellsch. 1870, p. 644. Credner: Z. geol. Gesellsch. 1875, 134, 152, 218. Klockmann: Z. geol. Gesellsch. 1882, p. 3 f.

[3]) Granit hängt oft mit Pegmatit zusammen; in breiten Spalten trifft man Granit, welcher in den engen Teilen der Spalten durch Quarz-Substanz substituirt wird, ohne dass man die Grenze zwischen beiden Massen zu ziehen vermöchte. Vgl. A. Schmidt, Geol. Münstertales 1886, p. 95.

[4]) Vgl. die Literatur in meiner Studie über Bewegung im Festen. Jb. geol. Reichs. 1881 und die Studien von Balzer.

Digitized by Google

Autoren haben, von diesen Erscheinungen ausgehend, gefolgert, dass auch diese Gesteine mitunter nach Art der Laven gefördert werden. Andere haben sich begnügt, die Ähnlichkeit der Erscheinung zu betonen, ohne sich über die Genesis auszusprechen. Ich glaube, dass die Entstehung derartiger Gebilde in zweierlei Weise gedacht werden kann. Erstens mögen die Massen wirklich schlammig gewesen sein und in Folge hohen Druckes in Klüfte der an- und überlagernden festen Gesteine gepresst worden sein; zweitens können sie in Folge lang dauernden Druckes sich allmählich plastisch umgeformt und den äusseren Verhältnissen angepasst haben.

Die Ähnlichkeit mit gewissen Formen der Eruptivmassen ist schlagend; doch verdient hervorgehoben zu werden, dass fast nur intrusive Formen vorkommen, während eruptive Formen selten sind. Nur Schlamm kann nachweislich auf Spalten empordringen und dann als Decke oder Strom sich ausbreiten gleich der Lava. Mergel, Schiefer, Kalk, Gneiss hat man aber immer nur intrusiv und nie in Form von Ergüssen angetroffen.[1]) Was die Temperatur betrifft, können wir behaupten, dass in Folge der Umformung und mechanischen Bewegung eine nicht unbeträchtliche Wärmeentwicklung eintreten kann; für eine Erhitzung bis zum Glühen liegen aber keine Beweise vor.

Es gibt also, wie wir sehen, allerdings neptunische Massen, welche die Eruptivformen nachahmen, doch erscheinen sie meist nur intrusiv und scheinen auch nie jene hohen Temperaturen zu besitzen, welche den echten Eruptivmassen eigen sind.

8. Coexistenz. — Die Neptunisten des vorigen Jahrhundertes machten darauf aufmerksam, dass man in vielen Eruptivgesteinen Kalk und Zeolith-Einschlüsse trifft. Sie schlossen: Die besagten Mineralien können im Schmelzflusse neben den anderen Silicaten nicht bestehen, also auch nicht entstehen.[2]) Die Vulkanisten zeigten dagegen, dass die Man-

[1]) Diess spricht dafür, dass der schlammige Zustand in grösseren Tiefen selten ist und dass die meisten Gesteine hart-plastisch sind, wenn sie von der Gebirgsbildung bewältigt werden.

[2]) Bergmann, Werner, Saussure, Dolomieu u. a. betonen

Digitized by Google

deln von Anfang überhaupt nicht bestanden, sondern nur ausgefüllte Blasen der Laven seien.[1]) Gewichtiger war der Einwand, dass man im Contact mit Granit Kalk trifft, welcher weder gebrannt, noch mit dem Granit zu einer basischen Schlacke zusammengeschmolzen ist. Die erstere Tatsache erklärte Hutton durch die Annahme, dass der Druck das Entweichen der Kohlensäure verhindere.[2]) Der andere Einwand aber wurde immer wieder mit Erfolg vorgebracht.[3]) Dagegen muss betont werden, dass, was in unserer trockenen Ofenglut gilt, durchaus nicht in der feuchten Lavaglut zu Recht besteht. Die Kalkauswürflinge der Vulkane, die von Lavaströmen und Gängen umgewandelten Kalksteine zeigen, dass die Carbonate, welche im Schmelztiegel durch die Silicate besiegt werden, der feuchten Lavaglut widerstehen. Endlich wurde gegen die pyrogene Entstehung der Umstand vorgeführt, dass oft wasserhältige Minerale im selben Gestein neben wasserlosen Gebilden vorkommen. In diesem Falle frägt es sich aber erstens ob die Hydrate nicht nachträgliche Bildungen sind, zweitens muss berücksichtigt werden, dass bei hohem Drucke eine Hydratbildung selbst in glühenden Silicatmassen denkbar ist.

9. Reihenfolge der Ausscheidungen. — Launey dürfte zuerst die Aufmerksamkeit auf die Reihenfolge der Ausscheidungen gelenkt haben.[4]) Bei Verfolg dieser Erscheinung traf man bald auf überraschende Tatsachen. Man fand, dass der Quarz der Granite den leichter schmelzbaren Feldspat umhüllt, dass Hornblende mit wohl ausgebildeten Flächen in den Quarz des Granites hinein ragt, dass der schwer

derartige scheinbare Widersprüche. Vgl. Kirwan: Geol. Essays 1799. p. 458; Mackensie: Travels in Iceland 1811.

[1]) Spallanzani: Viaggi, Macculloch: Geol. 1831, I. 186.

[2]) Hall bewies diess experimentell. Vgl. Berzelius: Jb. Min. 1840, p. 86.

[3]) Klaproth (Beitr. I, 12) zeigt, dass bei hoher Temperatur Kohlensäure durch Kieselsäure ausgetrieben wird, während nach Bischof das Umgekehrte bei niederer Temperatur stattfindet.

[4]) Launey: Essai hist. roches 1786, p. 6.

Digitized by Google

schmelzbare Leuzit neben dem leichtflüssigen Augit auftritt, ja denselben umschliesst.[1])

Die Neptunisten glaubten, diese Argumente zu Gunsten ihrer Anschauung verwerten zu können. Die Plutonisten andererseits suchten die merkwürdige Erscheinung zu erklären. Man wusste, dass gewisse Körper weit unter den Schmelzpunkt gebracht werden können, ohne zu erstarren. So kann das Wasser, welches mit Öl bedeckt ist, bis — 12° abgekühlt werden (Fahrenheit, Lussac), Litofellinsäure, welche bei 205° schmilzt, kann bei günstigen Verhältnissen bis auf 105° abgekühlt werden, ohne starr zu werden (Wöhler), geschmolzener Schwefel bleibt 90° unter seinem Schmelzpunkte noch durch Wochen weich (Bellini, Faraday). Übersättigte Salzlösungen scheiden lange Zeit keinen Krystall aus, geschmolzener Quarz bleibt auch bei niederer Temperatur einige Zeit plastisch (fadenziehend) etc. Auf solche Erfahrungen gestützt, versuchte Fournet die oben erwähnten Erstarrungs-Verhältnisse in Eruptivgesteinen zu erklären. Er behauptet, der Quarz könne eben unter Umständen im erstarrenden Glutbrei auch weit unter seinen normalen Schmelzpunkt abgekühlt werden, ohne zu erstarren.[2]) Ferner betont derselbe Autor, dass krystalline Körper einen anderen Schmelzpunkt haben, als deren amorfe Art. Die amorfe Leuzitsubstanz ist leicht schmelzbar, während der Leuzit-Krystall schwer schmilzt. Das gemeine Glas ist leicht schmelzbar, während Reaumur's Porzellan einen hohen Schmelzpunkt besitzt. Die Hochofenschlacken, welche durch Zusammenschmelzen der Bestandteile leicht dargestellt werden, können, wenn sie einmal erstarrt sind, nur durch

[1]) Hall: Trans. Roy. Soc. Edinb. 1794, p. 94: Kirwan: Geol. essays 1799, p. 458: Breislak: Struct. globe 1822; N. Fuchs: Akad. München, 1837; Keilhau: Gäa; Petzold: Geol. 1845, 314 f.; Bischof: Geol. II, 492 etc.

[2]) Fournet: C. R. 1844, Vol. 18, p. 1057. Jb. Min. 1844, p. 607 f. Durocher äussert sich übereinstimmend: C. R. 1845 Vol. 20, p. 1277. Bul. geol. (2) IV. 1847, p. 1018. Der Autor betont übrigens, dass die hervorgehobene Reihenfolge der Ausscheidungen in den Graniten nicht regelmässig auftrete, sondern dass örtlich ein Bestandteil bald vor, bald nach einem anderen sich abscheide.

Digitized by Google

sehr hohe Temperaturen wieder in Fluss gebracht werden etc. [1]) Dies verschiedene Verhalten habe vielleicht auch die Erstarrungsfolge der Mineralien in so auffallender Weise beeinflusst.

Ein anderes Moment betont Bunsen. Er zeigt, dass die Temperatur, bei welcher ein Körper allein fest wird, abweicht von der Temperatur, bei welcher er aus einer Mischung mit anderen Körpern (aus einer Lösung) abgeschieden wird. Viele schwer schmelzbare Körper zerfliessen in Wasser; der Grafit, welcher an sich unschmelzbar ist, löst sich im flüssigen Eisen und scheidet sich krystallin aus. [2]) Ähnliche Erfahrungen bieten andere Körper, welche an sich schwer oder unschmelzbar, leicht in Fluss geraten, sobald sie mit anderen Körpern gemischt werden. Es treten in diesen Fällen eben chemische Beziehungen ein, welche die Eigenschaften der einzelnen Bestandteile wesentlich ändern.

Scheerer, welcher ausser den betonten Verhältnissen auch das Vorkommen pyrognomer [3]) und wasserhältiger Mineralien im Granit als auffallend hervorhebt, führt an, dass diese Gebilde offenbar unter Bedingungen entstanden, welche abweichen von den Verhältnissen unseres Ofenflusses. [4]) Er schliesst sich der Meinung der Geologen an, welche die Laven als durchwässerte Glutflüsse bezeichnen und meint, dieser Umstand möge allerdings die Erstarrungs-Verhältnisse bedeutend modificiren. [5])

Blicken wir zurück, so finden wir nirgends ein sicheres Argument für die plutonische Entstehung der Granite.

Trotzdem oder richtiger eben desshalb wurde über diese Frage mit grosser Erbitterung gestritten. Hätte es sich um Erkenntniss der Wahrheit gehandelt, so wäre die Forschung ruhig vorgegangen; da es sich aber um Meinung und Glauben handelte, musste die ruhige Discussion der hitzigen, dogma-

[1]) Fournet: C. R. 1861, Vol. 53, p. 179. Erstarrte Schlacken werden zum Auskleiden der Schmelzöfen gebraucht.

[2]) Bunsen: Z. geol. Ges. 1861, p. 61.

[3]) Die pyrognomen Mineralien entwickeln beim Erwärmen plötzlich Licht und Wärme.

[4]) S. die einschlägige Literatur in Naumann: Geol. I.; 736 f. Zirkel: Petrogr. II. 354 f. Roth: Geol. 1879 I. 40.

[5]) Scheerer: Bul. geol. (2) IV. p. 468. Jb. Min. 1847, p. 856.

Digitized by Google

tischen Polemik weichen. Bis in die Mitte unseres Jahrhundertes währte der Kampf und da wurde er nicht etwa entschieden, sondern nur aufgegeben, weil man die Fruchtlosigkeit der Bemühungen einsehen gelernt hatte. Wenige waren in dem Streite ruhig und klar geblieben. Unter ihnen nenne ich Ferber, dessen treffliches Urteil über seine Zeitgenossen ich wiedergebe. „So geht es (sagt er in einem seiner Briefe aus Wälschland 1773) wir sind gar zu geneigt, aus Beobachtungen in einzelnen Ländern allgemeine Sätze abzuleiten und uns zu schmeicheln, alle Kräfte der Natur erschöpft zu haben, wenn wir nur ihre Wirkungen nach einer einzigen Methode und deren Ursachen in dem einen Falle richtig erforscht haben — als ob die Natur nicht denselben Zweck durch verschiedene Mittel ausführen könnte. Oft habe ich auch hier in Wälschland Proben davon, wo man nach dem Vergeltungsrecht gegen unsere ultramontanischen Mineralogen (die vielleicht zu viel der flüssigen Entstehung zuschreiben) alles vulkanisch erklären will, was man von anderen Ländern, wo doch wenig oder keine Vulkane sind, gehört hat. Glücklich, wer die Mittelstrasse geht und sich in keine Hypothesen einlässt, nicht zu früh glaubt, aber auch alsdann glaubt, wenn er sieht und was er sieht, sollte es auch seinen vorigen Begriffen widerstreiten".

10. Tektonische Gründe. — Der Tektoniker unterscheidet drei Typen der Eruptivmassen:

1. Bei den Tuffvulkanen treffen wir Tuffkegel von antiklinalem Aufbau; grobe Auswürflinge liegen nahe dem Centrum. Die Ströme haben einen karakteristischen Bau (Concordanz der Schlieren, der Fluctuation und der Blasen mit der Stromform); sie lagern sich periferisch um den Tuffkegel und schauen mit dem dicken Stromende vom Centrum weg. Die Gänge sind radial angeordnet, sie haben eine analoge Textur wie die Strommassen.

2. Bei vulkanischen Massenergüssen bleibt von all' diesen Merkmalen nur der innere Bau der Ströme und Gänge massgebend. Ausserdem treffen wir hier wie bei den Tuffvulkanen mitunter schlackige Stromoberfläche, Verglasung

Digitized by Google

im Contact und immer Glaseinschlüsse. Diese petrografischen Merkmale treten bei den Vulkanen ergänzend zu den tektonischen Beweisen.

3. Bei den granitischen (plutonischen) Gesteinen fallen die zuletzt genannten petrografischen Merkmale fort und wir bleiben beschränkt auf die tektonischen Argumente.

Es wurde angedeutet, dass man ausnahmsweise die intrusive Natur eines Granitganges behaupten kann:

1. wenn ein Gang mit gleichem Habitus durch verschiedene Gesteine setzt. [1])

2. wenn man in der Gangmasse Fragmente der Nebengesteine trifft, welche unzweifelhaft aus der Tiefe herauf gefördert worden sind. [2])

Nun muss ich aber hinzufügen, dass durch diese tektonischen Merkmale nur die intrusive, nicht aber die plutonische Genesis derartiger Gänge dargetan wird. Die Gangmasse war diesen Anzeichen zufolge gewiss ein intrusiver Brei, die magmatische Beschaffenheit und hohe Temperatur dieses Breies können wir aber, gestützt auf die vorgebrachten Argumente durchaus nicht beweisen. Dasselbe gilt von den Blasen, den Schlieren und der Fluctuation in plutonischen Ganggesteinen.

Wir wenden uns endlich zur Betrachtung der Tektonik der plutonischen Massenergüsse. Ich habe diesbezüglich ausgeführt, dass dieselben entweder einseitig oder symmetrisch sind. In letzterem Falle breiten sich die Massen fladenförmig aus; über dem Eruptionsgange baut sich eine elliptische Quellkuppe auf, deren Längsaxe mit dem Streichen des Ganges harmonirt. Schlieren und Fluctuation nehmen eine der Ergussbewegung entsprechende Lagerung ein. Oft liegen derartige Kuppen in einer Linie hintereinander in der Weise, dass ihre Längsaxen mit der Eruptionslinie (Spalte) harmoniren. Die Ergussmassen werden bedeckt von Sedimenten: die Erstarrungs-Kruste und die Sedimente werden von jüngeren Nachschüben durchbrochen (Schlierengänge, Apofysen). Dies sind die Merkmale, welche die eruptive Natur der

[1]) Naumann: Geol. 1850, II. 253, 262.

[2]) Lehmann: Z. geol. Ges. 1878, p. 548.

Digitized by Google

Granitmassen unwiderleglich erweisen. Aber wieder müssen wir gestehen, dass all diese Tatsachen nur die eruptive Genesis, nicht aber die hohe Temperatur des Granitteiges erweisen. In diesem Sinne haben sich mehrere Forscher ausgesprochen.[1]) Trotzdem wollte niemand an kühlen, eruptiven Granitteig glauben; man war überzeugt von der lavaartigen Beschaffenheit der Granitmassen. Prüft man aber die bez. Gründe kritisch, so findet man, dass keiner beweiskräftig ist und dass wir alle die besagte Lehre nur ruhig glauben, ohne sie bewiesen zu haben.

Der einzige vollgültige Beweis liegt nicht in den petrografischen Eigenschaften, nicht in tektonischen Merkmalen, sondern nur in dem Verbande und der Analogie zwischen Granit, Porfyr und Lava.

Ich erinnere an die folgenden Tatsachen: Die Granitmassen stehen häufig mit Porfyren durch Übergänge in Verbindung und diese gehen wieder in Laven über. Man trifft ältere granitische Ergüsse mit porfyrischer Aussenseite (Kruste), wohl auch mit porfyrischen Schlieren. Darüber folgen mitunter jüngere Porfyre und Laven, welche local noch an die Granite mahnen. Diese innige Verknüpfung der Granite mit Gesteinen, deren vulkanische Entstehung erwiesen ist, liefert nach meiner Meinung den einzigen Beweis, dass auch die Granite als Lavaarten aufzufassen sind. Die Zusammengehörigkeit von Granit, Porfyr und Lava wird ausser durch den örtlichen Verband und die übereinstimmenden tektonischen Merkmale auch durch die chemische und mineralische Analogie erwiesen. Der einzige Unterschied der besagten Gesteinstypen liegt in der Art der Ausbildung der Gemengteile, im Vorwalten, bez. Zurücktreten der Grundmasse, endlich in der Art der Einschlüsse. Diese Differenzen zeigen uns an, dass wir es hier mit verschiedenen Erstarrungs-Arten ein und desselben Magma zu tun haben.

Ergebniss: Die Natur der vulkanischen Produkte wird erkannt aus der Analogie mit tätigen Vulkanen.

[1]) Breithaupt: Paragenesis 1849, 67; Cotta: Geol. Briefe, p. 10. Bischof: Geol. 1855, II. 1088.

Digitized by Google

Der Beweis stützt sich auf tektonische und petrografische Merkmale.

Für die plutonische Natur der Granite gibt es keinen petrografischen Beweis und die tektonischen Gründe gestatten uns auch nur die Behauptung, dass der Granit unter Umständen als eruptiver Brei auftritt. Dass der Granit ein glühender, lavaartiger Brei war, können wir nur gestützt auf Analogie und Verband zwischen Granit, Porfyr und Lava behaupten.

Digitized by Google

BESTANDTEILE DER ERDKRUSTE.

Digitized by Google

Digitized by Google

III. Bestandteile der Erdkruste.

Sedimentäre und eruptive Facies.

Der Begriff Formation. — Vom 16. bis zum 18. Jahrhundert begnügten sich die meisten Naturforscher, die auffälligen Minerale zu beschreiben; die in grossen Massen auftretenden gebirgsbildenden Gesteine wurden wenig beachtet. Bei Verfolgung der letzteren fiel auf, dass gewisse Gesteine ein bestimmtes Nivo beherrschen, dass sie andere Gesteine regelmässig bedecken und von jüngeren Bildungen überlagert werden. 1669 unterschied Steno bereits alte, fossillose (primäre) und jüngere, secundäre Gesteine, die jüngsten, den modernen Bildungen ähnlichen Gesteine wurden als drittes (tertiäres) Glied dieser einfachen historischen Serie bezeichnet. Zu Ende des vorigen Jahrhundertes schalten Habel und Werner zwischen die primäre und secundäre eine Übergangsformation ein etc.

Man beobachtete ferner, dass Sandsteine, Porfyre etc. in einem gewissen Landstrich ein bestimmtes Nivo beherrschen und unterschied demnach petrografische „Formationen," [1]) ohne jedoch diesen petrografischen Facies-Begriff von dem chronologischen Formations-Begriff zu unterscheiden. Spät erst gelangte man zu der Erkenntniss, dass eine bestimmte Gesteinsart in verschiedenen Horizonten wiederkehren kann und dass demnach die petrografischen Merkmale nicht genügen, um das relative Alter der Gebilde zu bestimmen.

Trotzdem einsichtsvolle Forscher schon früh behauptet hatten, [2]) dass die Chronologie der Sedimente wesentlich auf

[1]) Füchsel, Habel, Werner.

[2]) Lister 1660, Lloyd 1689, Smith, Füchsel u. a. Leitfossilien werden verglichen mit Inschriften oder Medaillen.

Digitized by Google

Grund paläontologischer Merkmale fixirt werden müsse, stützen sich die älteren Formationssysteme zum kleinen Teile auf diese exacte Basis und vielfach wird selbst noch heute eine bestimmte Facies mit einer paläontologisch fixirten Formation (bez. einem Horizont) verwechselt. [1])

Facies. — Werner hatte eine Reihenfolge gleicher Schichten (welche also unter denselben Existenzbedingungen gebildet wurden) als eine Formation bezeichnet. Er beobachtete zwar, dass dasselbe Gestein in verschiedenen Horizonten vorkomme, das hinderte ihn aber nicht, seinen petrografischen Formations-Begriff zugleich als chronologische Norm einzuführen. Für beschränkte Gebiete geht diess ja auch meist an, weil auf kleinem Raume selten eine Wiederholung genau derselben Faciies in verschiedenen Formationen vorkommt. Sobald man aber weitere Räume überblickt, muss man auf diese petrografischen Leithorizonte verzichten.

Die Verwicklung, welche durch die wechselnden Facies-Verhältnisse bedingt wird, wurde schon früh erkannt. Man unterschied marine und Süsswasser-Bildungen, [2]) es wurde betont, dass der Gegensatz der kieseligen Detritusgebilde (Schiefer, Sandstein) und der organogenen Kalke sich durch alle Formationen zieht; [3]) Donati [4]) constatirt, dass der Boden des Meeres (nahe der Küste) aus Schlamm, Sand- und Kalkbänken bestehe. Später wurden diese Beobachtungen erweitert und die wechselnden Facies-Verhältnisse auch in älteren Formationen nachgewiesen. [5])

[1]) Schon Pusch (Jb. Min. 1826) betont treffend, dass man mit dem Namen Formation einmal Gebilde gleicher Art, ein andermal Gebilde derselben Zeit bezeichne.

[2]) Steno de solido 1669, Guettard Mem. Acad. 1763, Cuvier u. a. Steno unterscheidet in Mittelitalien drei verschiedene Bildungs-Epochen, die er als „distinctae facies" bezeichnet (er wendet Facies im Sinne des späternen Namens Epoche an). Jede Epoche besteht nach Stenos Ansicht aus dem Cyclus: Überflutung, Dislocation und Trockenlegung.

[3]) Hutton, Phil. Transb. Edinb. 1788, p. 215; Steffens Naturgesch. d. Erde 1801

[4]) Donati Storia natur. Adriat. 1753, trad. 1758. Kap. I.

[5]) Humboldt (Lagerung der Geb. 1823, p. 3, 15, 368) berichtet die „parallelen Formationen" oder „geognostischen Äquivalente". Vgl.

Digitized by Google

Einzelne Forscher gingen in Verfolgung dieser Tatsachen soweit, den Formations-Begriff überhaupt in Frage zu ziehen, indem sie meinten, die Verschiedenheit der älteren „Formationen“ sei nur eine facielle Erscheinung. So behauptet bereits Moro, die Fossilien der älteren Formationen seien einfach verschiedene Tiefsee-Facies, welche durch Hebung an die Oberfläche gebracht worden seien; diese Formen seien in der Tat gar nicht ausgestorben, sondern lebten noch heute — allerdings in uns unzugänglicher Tiefe.

Vorsichtiger drückt sich Fuchs [1]) aus, welcher es tadelt, dass man gewisse Organismen schlechtweg als Repräsentanten einer gewissen Zeit deutet; in der Tat existiren in verschiedener Höhe über dem Land und in verschiedener Tiefe unter der Meeresfläche spezifische Organismen und jede Nivo-Schwankung hat natürlich eine Überlagerung durch eine neue (doch gleichzeitige) Fauna zur Folge. Im gleichen Sinne erklärt auch Dumont, die Lebensbedingungen seien für die Organismen wichtiger als die Zeit. [2])

Die Hypothese des geistvollen Moro ist durch die Tiefen-Untersuchungen der letzten Dezennien widerlegt worden; die kritischen Erörterungen eines Fuchs bestehen aber z. T. zu Recht. Wenn man die Organismen einer schlammigen (bez. schiefrigen) Tiefsee-Bildung vergleicht mit den Organismen der Korallenriffe und mit den Strandsedimenten, welche sich zur selben Zeit bildeten, findet man, dass die Arten, ja viele Gattungen dieser gleichaltrigen, doch heteropischen Gebilde

---

ferner Macculloch, J. of Sc. 1825. Leonh. Z. f. Min. 1826, p. 289. Eaton Am. J. 1832. Vol. 21, p. 132. Prevost über pelagischen und litoralen „Habitus“ der Sedimente. Bul. geol. 1838, p. 90. Gressly, Jura 1838 führt den alten Namen Facies in der heutigen Bedeutung ein. 1844 erscheinen wichtige Facies-Untersuchungen: Fuchs, Venet. Alpen. Forbes, Edinb. Phil. J. 1844 und Mem. geol. Survey Brit. Vol. 1 Rhind, Phil. J. Edinb. 1844 Vgl. ferner: Prevost, C. R. 1845, Vol. 20, p. 1062. N. Jb. 1845, p. 748. Naumann, Geognosie 1854, Vol. II, p. 11, 21, 32 bis 50, ferner Facies des Carbon: p. 469, 487, 578. Oppel, Waagen; Daubree, Bul. geol. 1871. Ward, Formation of strat rocks 1872. Mojsisovics, Neumayr, T. Fuchs cit.

[1]) N. Fuchs, Venet. Alpen 1844, p. 43.

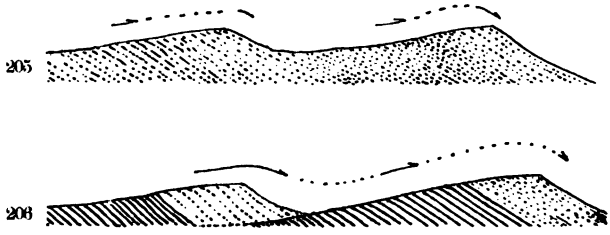
[2]) Dumont, Bul. Geol. 1847.

Digitized by Google

differiren, während umgekehrt die gleichartigen Bildungen verschiedener Zeiten einander gleichen.[1])

So constatirte man in einem bestimmten Horizonte des Jura eine Korallen-Facies und rechnete in der Folge alle Korallenkalke, welche im Jura nachgewiesen wurden, diesem Horizonte zu, bis der Nachweis geliefert wurde, dass eben dieselbe Facies in verschiedenen Horizonten wiederkehrt (Mösch, Oppel, Waagen). Umgekehrt wurden oft verschiedene Faciesbildungen desselben Zeitraumes als verschiedenaltrige Bildungen missdeutet.[2])

Die letztere Verwechslung wird noch leichter begangen als die erstere, da die sratigrafische Beziehung der verschie-



denen Horizonte (in benachbarten Gebieten) im letzteren Falle oft schwer klarzustellen ist.

Überblicken wir die synchronen Gebilde der Erdoberfläche, so treffen wir die folgenden Typen:

Eolische Facies; Dünen, Wüste, Löss.[3])

Am Festlande verwittern die Gesteine; der Verwitterungsgrus und Staub wird bald von einer Pflanzendecke gefesselt, bald wandert er, vom Wind getrieben, umher (Sandfacies der Wüsten und Dünen).

---

[1]) Zittel: Paläont. 1880, p. 21. Neumayr, Erdgeschichte 1887, II, p. 12.

[2]) Kalkige Strandbildungen und gleichzeitig im tieferen Nivo abgelagerte Tone des Wiener Terziär, Suess).

[3]) v. Richthofen, Führer 1886, p. 430, 497. Zittel, Geol. d. lybischen Wüste 1880, p. 20 f.

Digitized by Google

Am Strand werden die Sandmassen zu langen, wellenförmigen Barren aufgehäuft (Profil Fig. 205), der Wind treibt immer wieder neue Sandmassen über die schiefe Ebene des Dünenwalles (in der Richtung des Pfeiles in Fig. 205) hinauf, jenseits des Walles sinken und rollen die Körnchen nieder. Die Düne schiebt sich in der Weise, wie Fig. 206 zeigt, landeinwärts vor.

In Nord-Deutschland und Holland sind die Dünen 20—40 *m* hoch, in West-Afrika erreichen sie 100—180 *m*. Das Vorrücken der Dünen beträgt mehrere Meter, bei lebhaften Luftströmungen aber 10—20 *m* pro Jahr. [1])

Wo der Strand entwaldet ist, rücken die Dünen weit landein vor und es bildet sich eine breite, vegetationslose Zone der Sand-Facies. Der Busen von Biskaja ist 1 Marschstunde breit (5 *km*) versandet, 85.000 *ha* Landes liegen wüst; die Mündung des Adour ist durch das Vorrücken der Dünen um 2 *km* verlegt worden [2]) etc. (Cuvier Revol.)

Die Sandstein-Facies hat oft eine enorme Verbreitung, und zwar wird sie entweder in Folge von Nivo-Schwankungen über grosse Gebiete verschleppt (marine Sandsteine) oder der Wind besorgt den Vertrieb (eolische Sandstein-Facies).

Die erste Voraussetzung einer namhaften Verbreitung der eolischen Facies ist ein mildes Relief. Ausserdem muss aber auch eine der folgenden Bedingungen zutreffen:

1. Das bez. Land wird von intensiven Dislocationen betroffen, die Gewässer versinken und suchen ihren Weg durch die Klüfte und Höhlen der Tiefe. [3]) Unter dieser Voraussetzung verkommt die Vegetation grossenteils, falls das bez. Gebiet nicht reichliche und regelmässige Niederschläge empfängt.

[1]) Nord-Deutschland Maximum 9 *m* (Lehmann) im Busen von Biskaja 20 *m* etc.

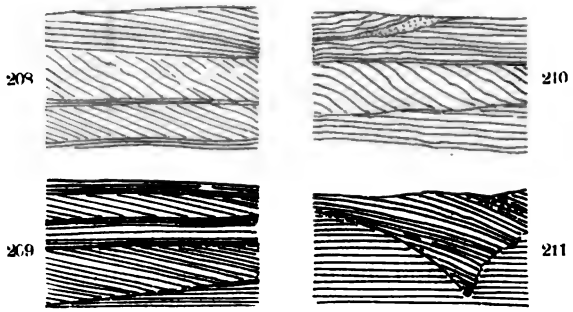
[2]) S. das Bild in Reclus Terre Vol. 2, p. 99. Ausgedehnte technische Arbeiten sind erforderlich, um das Fortschreiten dieser Gebilde zu hindern. Entweder wird der Strand bepflanzt oder man setzt Pflock-Palissaden, welche, sobald die Sandanhäufung deren Köpfe erreicht hat, gelüftet (gehoben) werden, so dass sie von Neuem als Wall dienen.

[3]) Schon Kant hebt diese Ursache hervor.

Digitized by Google

Sobald diess aber eingetroffen, können die eolischen Sedimente wandern.

2. Abgesehen von dieser Ursache sind überhaupt Gebiete mit geringem Niederschlag und entsprechend dürftiger Vegetation der Ausbreitung der Sand- und Staub-Facies günstig. Abflusslose Gebiete, aus welchen die Salze grossenteils nicht ausgelaugt werden, sind besonders vegetationsarm und dementsprechend zur Wüstenbildung disponirt.[1]) In ein und dem anderen Falle wird die wandernde Facies entfesselt, sie bewirkt eine noch stärkere Einschränkung der Vegetation und breitet ihre Herrschaft entsprechend aus. Verwitternde kry-



stalline Gesteine und Sandsteine verschiedenen Alters,[2]) Vulkane und Alluvien liefern das nötige Material.

Ist das Land von Vegetation bedeckt, so wird der vom Wind vertragene Staub von der Vegetation fortwährend gefesselt und überwuchert.[3]) Das Anwachsen der eolischen Sedimente ist in diesem Falle zwar langsam, doch können die bez. Staub-Sedimente (Löss) unter Umständen auch eine namhafte Mächtigkeit erlangen (v. Richthofen: China).

Sandsteine verschiedenen Alters zeichnen sich durch

---

[1]) Steppen- und Wüstenbilder in Reclus Terre Vol. 5, p. 680 und Vol. 6, p. 17.

[2]) Kreide-Sandsteine und quartäre Sande der Sahara. Rolland, Dunes Sahara, Bul. Geol 1882.

[3]) Volger (Erde und E. p. 338) macht auf die Staubpolster unter den Moosen aufmerksam.

Digitized by Google

Mangel an Fossilien und grosse Verbreitung aus; es ist, wie T. Fuchs betont, wahrscheinlich, dass viele dieser Vorkommnisse eolischen Ursprungs sind. In vielen Fällen gibt in Ermanglung von Fossilien die Art der Schichtung Aufschluss über die Bildungsweise des bez. Sedimentes. Eolische Sedimente sowie gewisse Strandsedimente, welche von Strömungen und Wellenschlag getrieben werden, besitzen häufig eine diagonale Schichtung (Fig. 208—210); die ersteren zeichnen sich aber dadurch aus, dass am Festlande eben Erosions-Rinnen gebildet werden, welche von den treibenden Luftsedimenten in der Weise ausgefüllt werden, wie Fig. 211 zeigt (subaerile Trachyttuffe von Neapel).

Auch die petrografische Beschaffenheit der Sandsteine wirft einiges Licht auf deren Genesis: Phillips hebt hervor, dass kleine Sandkörner in der Brandung schwer, durch eolischen Transport aber leicht gerundet werden. Findet man in älteren fossillosen Sandsteinen vorwiegend gerundete Sandkörner, so ist der eolische Ursprung der bez. Sandsteine wahrscheinlich (Geol. Mag. 1881, p. 91).

Ausser der eolischen Facies zeichnet sich durch grosse Ausbreitung aus die Detritus-Facies (Geschiebe, Sand und Lehm der Flusstäler und Ebenen) und die vulkanische Facies, welche letztere im Kapitel Tuffe besprochen wird. Beide Facies unterscheiden sich von der eolischen Facies wesentlich dadurch, dass sie local zu grosser Mächtigkeit anschwellen, und zwar schwillt die Detritus-Facies im Gebiete der Küsten, die vulkanische aber im nächsten Umkreise der bez. Eruptions-Rupturen an.

Von localer Bedeutung sind die Sedimente in Landseen (Süsswasser-Sedimente, Torfmoore, Kohlenlager).

Marine Facies.

Vom Strand gegen das offene Meer hin folgt meist ein rascher und karakteristischer Wechsel der Facies: Nahe dem Strand trifft man flachgelagerte Detritus-Sedimente, welche unterhalb des Wellenschlages mit dem natürlichen Böschungs-Winkel steil abfallen. Nahe dem Ufer dominirt meist grober

Digitized by Google

Detritus, der feine Schlamm wird weitergetragen und beherrscht die tieferen Partien des Meeres.

Die mannigfaltigsten Facies-Verhältnisse trifft man im Gebiete der Flussmündungen: Gegen das Inland vicariren grobe Detritus- und Schlammlagen; das Gleichgewicht der Massen ist labil, es erfolgen bei wechselndem Wasserstand und bei wechselnder Belastung lokale Senkungen; in diese Gebiete dringt je nach Umständen Süsswasser oder Seewasser ein, wodurch sich das Vicariren pflanzlicher (Kohlen) und mariner Sedimente erklärt. Gegen das Meer fallen die vom Flusse vorgeschobenen Detritusmassen steil ab, es vicariren fluviatile und marine Facies.

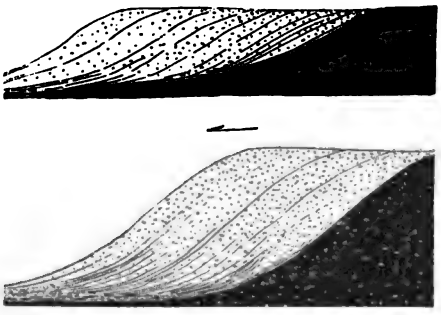


Fig. 212.

Das Vorschieben der Sedimente und deren Anschwellen im Gebiete der Flussmündung und das Vicariren des groben Materiales mit dem feinen Schlamm der Tiefe ist aus Fig. 212 ersichtlich.

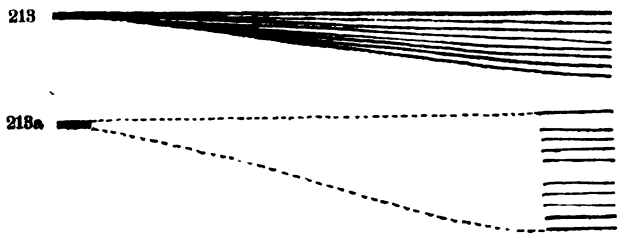
Die Mächtigkeit der in das Meer vorgeschobenen Alluvien ist oft so bedeutend, dass man nach der üblichen Auffassung enorme Senkungen des Bodens annehmen müsste, um die Ablagerung dieser Bildungen zu erklären. In der Tat dürfte aber die grosse Mächtigkeit der Sedimente in vielen dieser Fälle unabhängig von (hypothetischen) Senkungen des Untergrundes sein.

Schon durch die natürliche, vorschiebende diagonale Überlagerung der bez. Sedimente kann auch bei mässiger Tiefe des Meeres (und bei Constanz des Meeresspiegels sowie des Untergrundes) eine grosse Mächtigkeit der Sedimente erzielt werden. Überdies vollziehen sich in den bez. Massen, welche auf geneigter Unterlage ruhen und immer durch neue Sedimente belastet werden, Massenbewegungen (siehe „Massenbewegung“); die bez. Complexe rücken, gleiten und sinken gegen die Tiefe vor, wodurch bewirkt wird, dass

Digitized by Google

alle Horizonte der bez. Ablagerungen Seichtsee- oder fluviomarinen Habitus aufweisen (Wellenstruktur, Seichtsee-Organismen, Kohlenlager etc. [1])

Fig. 213 zeigt die einschlägigen Verhältnisse eines Kohlenflötzes (nach Jukes), welches sich in viele kleine Flötze auflöst. Je zahlreicher und unbedeutender die Flötze werden, umso mächtiger schwellen die Zwischenmittel an. Bei Dudley ist das Kohlenlager 10 *m* mächtig und enthält kein Zwischenmittel, bei Bentley sind 12 dünne Flötze aufgeschlossen [2]) und Zwischenmittel mit einer gesammten Mächtigkeit von 120 *m* schalten sich ein. Diese und ähnliche Verhältnisse dürften



durch die erwähnten Massenbewegungen bedingt sein. Die Alluvialmassen ruhen eben auf geneigter Unterlage, sie rückten und sanken in der Richtung gegen die rechte Bildseite (Fig. 213). Die Massen zur Rechten unterlagen diesen sinkenden Verschiebungen in hohem Grade; die Senkungen wurden aber durch Alluvionen, welche Zug um Zug aus dem Hinterland vorgeschoben wurden, immer wieder ausgeglichen. —

Die Abhängigkeit der Facies von den genetischen Bedingungen

wurde seit Beche [3]) eingehend untersucht und folgende Momente hervorgehoben.

[1]) Das Carbon von Nova Scotia ist 5000 *m* mächtig und zeigt in allen Horizonten ein Vicariren von fluvio-marinen Faciesgebilden. Hall, Paläont. N. York.

[2]) Ricketts: Geol. Mag. 1883, p. 352.

[3]) Beche: Observer Cap. 9. 25. 28. Übers. 1836, p. 151. Lyell: Principles erste Auflagen. Forbes: Brit. Assoc. Rep. Vol. 12.

Digitized by Google

1. Unter übrigens gleichen Verhältnissen findet man im Meere verschiedene Organismen je nach der steinigen, sandigen oder schlammigen Beschaffenheit des Bodens.[1]) Die letztere wird aber auch mitbedingt durch das Wachsen der Organismen; gedeihen diese auf den Leichen ihrer Vorfahren, so entstehen unter begünstigenden Umständen mächtige, organogene Kalkbänke oder Riffe, während andere Organismen keine Neigung zur Accumulation haben.[2]) Wie Länder und Völker sich gegenseitig influenziren, bedingen auch Gesteinstypus und Habitus der Fauna einander gegenseitig.

2. Die Beschaffenheit des Mediums bestimmt den Karakter der Facies. Abgesehen von dem wesentlichen Unterschied zwischen Süss- und Salzwasser ist schon eine geringe Schwankung des Salzgehaltes, sowie der Grad der Trübung des Wassers für das Gedeihen gewisser organischer Formen massgebend. Man constatirte schon früh, dass gewisse Organismen eine bedeutende Änderung des Salzgehaltes vertragen, während andere empfindlich sind[3]) und wies dergleichen Beziehungen auch in älteren Formationen nach.

3. Die Tiefe des Wassers bedingt verschiedene Lebensformen. Im seichten Meere herrscht (der Mannigfaltigkeit der Lebensbedingungen entsprechend) ein reicher Wechsel, in den lichtlosen Tiefen existirt eine wesentlich verschiedene, artenarme, monotone Fauna.[4]) Jeder Organismus hat seine Existenzgrenzen und kann nur innerhalb einer gewissen Tiefenzone gedeihen.

Da die terrestren Lebensbedingungen stärker variiren als

[1]) In verschiedenen Horizonten kehren dieselben Organismen wieder, sobald die gleichen petrografischen und Lebens-Bedingungen sich einstellen. Mojsisovich: Jb. Reichsanst. 1868, p. 124.

[2]) Pecten und Austern etc. gedeihen auf die Dauer nicht auf den Leichen ihrer Vorfahren, daher diese Arten im Gegensatz zu den Korallen nie in grossen Massen auftreten. Forbes.

[3]) Brogniart: Geogr. Min. p. 27, 54, 89. J. Phys. Vol. 83, p. 137. Vol. 88, p. 211. Humboldt: Voy. I. 535, II. 606.

[4]) Im Winter dringt das Licht in unseren Breiten im Süsswasser (Genfer See) kaum bis 200 *m*, etwas tiefer im Sommer. Im Mittelmeer gelangt das Licht bis 400 *m* Tiefe. Die Organismen der lichtlosen Tiefe sind meist farblos, die Sehorgane fehlen oder sind verkümmert.

Digitized by Google

die marinen, und da ferner die Bedingungen im seichten Meer variabler sind als jene der tiefen See, erklärt es sich, dass (in gleichen Zeiträumen) die Landfauna variabler ist als die marine und dass die Seichtsee-Fauna variabler ist als die Tiefsee-Fauna.

4. Die Lebensformen hängen ab von der Temperatur,[1]) und zwar sowohl von den Temperatur-Extremen, als auch von der mittleren Jahreswärme. Wie man vom Pol gegen den Äquator vorschreitend in der Luft die Schichten von gleicher Temperatur in immer höheren Regionen antrifft, so reichen umgekehrt im Meere die isothermen Schichten in der Richtung gegen den Äquator in immer grösserer Tiefe.[2]) Wie die Landorganismen von den polaren Ebenen in die Gebirge der heissen Zonen sich verbreiten, so ziehen sich die marinen Organismen, welche in polaren Gebieten nahe der Meeresoberfläche leben, indem sie gegen den Äquator wandern, in die kühleren Meerestiefen zurück, sofern sie im übrigen die Abnahme des Lichtes und die Zunahme des Druckes ertragen können. Natürlich wird die Verbreitung (Wanderung) einer bestimmten organischen Facies vereitelt durch jede Unterbrechung des Isothermen-Sfäroides. Wie Gebirge und Depressionen die Wanderung der Landorganismen abschneiden, so wird die Wanderung der marinen Organismen nicht bloss durch Untiefen, sondern auch durch übergrosse Tiefen verhindert. Die Überschreitung des Äquators wird begreiflicherweise überhaupt nur den Arten mit einer grossen Existenz-Plasticität möglich, daher der schon von Buffon betonte Gegensatz zwischen den organischen Formen beider Hemisfären.

5. In den Organismen selbst liegt eine spezifische Fähigkeit, sich wechselnden Bedingungen anzupassen und auszubreiten. Arten von grosser horizontaler Verbreitung haben gemeiniglich auch eine namhafte Verbreitung nach der Tiefe (Forbes cit.)

---

[1]) Beche cit. Forbes: Brit. Assoc. Rep. XII., p. 154. Vgl. Nature 1874. X., p. 142.

[2]) Das Isothermen-Sfäroid des Festlandes ist stärker abgeplattet als unser Planet, während das Isothermen-Sfäroid des Meeres weniger abgeplattet ist.

Digitized by Google

6. Ist das Relief bedeutungsvoll. Die Gestaltung des Landes ist im allgemeinen für die marine Facies gleichgiltig, da die marinen Organismen in ihrer natürlichen Tiefenzone jede Protuberanz umwandern; indirekt wird aber das Landrelief doch auch bedeutungsvoll: Ein mächtiger Fluss kann im Gebiete seiner Mündung das Wasser so aussüssen oder verschlammen, dass die Seichtsee-Organismen den bez. Punkt nicht passiren können. Ferner kann die Verengung eines Meerbeckens Aussüssung und einen entsprechenden Facieswechsel bedingen (Trennung und Differenzirung benachbarter Gebiete).

Noch wichtiger ist das Relief des Meerbodens: Eine namhafte Tiefe bildet für die meisten Organismen eine unüberwindliche Grenze. Zwei Continente, welche durch ein seichtes Meer getrennt sind, können dieselbe marine Fauna haben; ein unbedeutender Grabenbruch, welcher die Meerenge vertieft, hat aber zur Folge, dass die organischen Facies sich von nun an differenziren. In der Folge kann das bez. Gebiet (Provinz) durch Änderung der Existenz-Bedingungen (insbes. durch Nivo-Änderung) auf einzelne Oasen reducirt werden, und umgekehrt können Oasen im Laufe der Zeit sich zu Provinzen erweitern.

Riff-Facies.

Unter den organischen Faciesbildungen zeichnen sich durch Massenhaftigkeit und durch rasches Anschwellen und Auskeilen aus die Korallenriffe. [1])

Fig. 214 zeigt die Verbreitung der Koralleninseln östlich von Australien, Fig. 215 veranschaulicht das Wachstum der Riffe: Im Stadium 1 bildet das Riff einen Wall um das bez. Land, bei 2 ist das sinkende Land ganz überwuchert, 3 zeigt den Wall, welcher die Lagune überragt. Die Korallen gedeihen in der Brandung; innerhalb des bez. Korallenwalles (in der Lagune, welche meist nur einige Meter tief ist) lagert sich im ruhigen Wasser die schlammige Trübung ab (geschichtete Lagunen-Sedimente), während über die Böschung des Riffes immerwährend abgebröckelte Partikel und Trümmer

[1]) Ehrenberg, Darwin, Dana, Jukes, Agassiz Mem. Museum Cambridge 1880.

Digitized by Google

niederrollen (Brezzien - Struktur des Böschungs - Gebietes). Vgl. v. Mojsisovics: Dolomitriffe.

Fig. 216 (Neu-Caledonia) zeigt das erste, Fig. 217 (Maurura) das zweite, Fig. 218 (Bow Atoll) zeigt das dritte Stadium des Riff-Wachstumes in kartografischem Aufblick (nach Darwin).

Die Verbreitung der Riffe in älteren Formationen ist erst in wenigen Fällen untersucht. v. Richthofen (Predazzo) stellt die Hypothese auf, dass die Trias-Kalke von Süd-Tirol

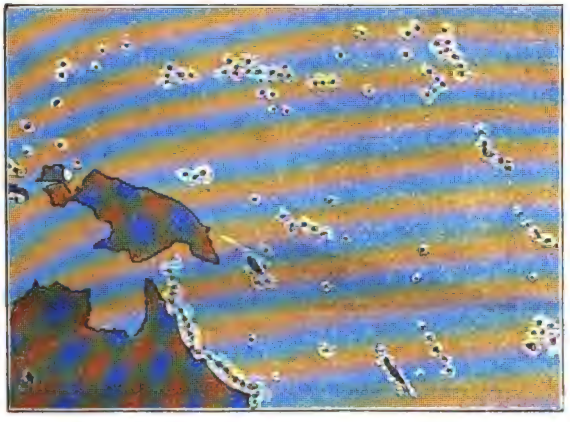


Fig. 214.

Riffe seien und v. Mojsisovics bringt in seinem Werke über Süd-Tirol zahlreiche stratigrafische und paläontologische Beweise. Wahrscheinlich ist die enorme Mächtigkeit vieler Kalk-Ablagerungen, welche sich in Senkungsfeldern vollzogen, durch das Wuchern der Riff-Facies bedingt; andere Kalk-Abscheider scheinen weniger geeignet, mit namhaften Senkungen Schritt zu halten. [1])

Vicariren der Facies.

Wo verschiedene Facies coexistiren, greifen sie vicarirend ineinander, wie die schematische Fig. 219 zeigt. Mojsisovics verdanken wir viele instruktive Belege:

[1]) Die wichtigsten Riffbauer gedeihen bis in Tiefen von 30 *m* und sie wuchern sehr stark, daher die Riffe auch bei bedeutender Senkung nicht leicht in Gefahr kommen, abzusterben.

Digitized by Google

Die Trias-Riffe der Südalpen vicariren bald mit Mergel, bald mit Tuffen und Lava-Strömen, welche zur selben Zeit gefördert wurden. Die Riffe ragen als Inseln auf; die becken- und kanalförmigen Depressionen zwischen den Riffen werden von den vicarirenden Facies-Gebilden ausgefüllt. Dieser genetische Gegensatz hat das heutige Relief im Wesentlichen bestimmt: die Täler und Mulden mit ihren Wiesen und Wäldern entsprechen alten Depressionen, welche schon zur Triaszeit die einzelnen mächtigen Kalkmassen trennten. (Mojsisovics, Süd-Tirol, p. 110 f.)

Fig. 220 zeigt zur Linken ein Riff, welches mit zwei Zungen in die gleichzeitig sich ablagernde Mergel-Facies

Fig. 215.

vicarirend eingreift: über diesen Bildungen baut sich das junge Riff zur Rechten auf. Diesem Schema entsprechen die Verhältnisse von Richthofen-Riff, Fig. 221 (Wengener Riff), welches vom jüngeren Sett-Sass-Riff (Cassianer Riff) überlagert wird (Mojsisovics). Fig. 222 zeigt die Ablagerung von Tuffen und Lavaströmen an die steile Böschung des Lucano-Riffes. [1])

Facieswechsel wird wesentlich bedingt durch Änderungen des Merres-Nivo. Der Rückzug des Meeres bewirkt Ausbreitung der terrestren und Einschränkung der marinen Gebilde. Es folgt eine Überlagerung der Tiefsee-Faunen durch Seichtsee- und endlich durch terrestre Facies; umgekehrt wird, wenn das Meer steigt, die terrestre Facies durch eine Seichtsee-Facies und diese schliesslich durch eine tiefe (bathygene) Fauna überlagert. So wird durch Hebung und Senkung sowie durch Umsetzung der Meere eine mannigfaltige Ver-

[1]) Mojsisovics Dolomitriffe von Süd-Tirol, p. 332; vgl Penecke über paläozoische Korallenriffe. Z. geol. Ges. 1887, p. 267.

Digitized by Google

schiebung (einerseits Erweiterung, anderseits Einschränkung und Isolirung) der Verbreitungs-Gebiete bedingt. In steil abfallenden Gebieten wird natürlich dieser durch Hebung und Senkung bedingte Wechsel der Facies sich auf einen schmalen Streifen Landes beschränken, während ein flaches Terrain bei relativ geringen Nivo-Schwankungen weitgreifende Überlagerungen durch die neuen Faciesgebilde erfährt.

Von besonderer Bedeutung ist für den Stratigrafen die **Mächtigkeit** einer Facies, welche gleichfalls wesentlich

Fig. 217.

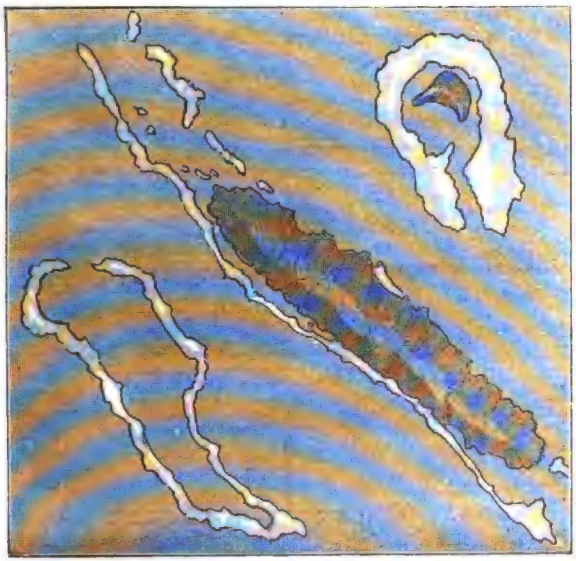


Fig. 218. Fig. 216.

bedingt wird durch die Nivo-Schwankungen. Diessbezüglich sind drei Fälle zu unterscheiden:

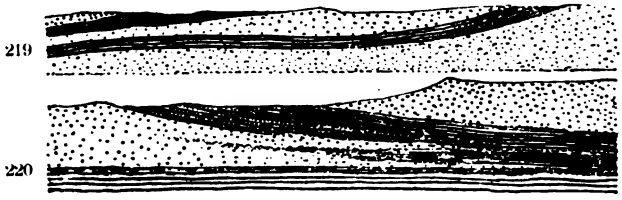
a) bleibt das **Meeres-Nivo constant**, so wird das Festland allmählig mächtige Detritusmassen gegen das Meer vorschieben (Fig. 223). Die Faciesgebilde wachsen, wo der Meeresboden flach ist, an, bis sie das Gebiet verlandet haben. Gegen das Meer hinaus wird sich die seichte und die tiefe Facies (jede mit Beibehaltung ihres spezifischen Horizontes) mit wenig wechselndem Neigungswinkel vorschieben. Wächst die tiefe Facies nicht so rasch als die Seichtfacies, so werden

Digitized by Google

die letzteren Gebilde (in Fig. 224) abrollen bez. abbröckeln. die Tiefe wird mit dem Trümmerwerk der Seichtfacies erfüllt.

b) Bei Rücktritt des Meeres (Emersion) wird die Erosion wirksamer, bedeutende Massen von Festland-Gebilden werden in das Meer vorgeschoben, die Seichtgebilde weichen von der Küste zurück und überlagern die tiefere Facies. In Fig. 225 steht das Meer bei x, Seicht-Facies punktirt, Tief-Facies dunkel schraffirt; das Meer sinkt nach xx, Fig. 226 und die Tief-Facies wird von Seicht-Facies überlagert.

c) bei eintretender Hebung des Meeresspiegels (Submersion) wird das Tiefland bedeckt, der Detritus wird



umgeschwemmt und die Seichtseebildungen werden von Tiefseebildungen überlagert. (Fig. 227 und 227a.)

So lange die Senkung des Landes bez. die positive Bewegung des Meeresspiegels anhält, wächst jede dieser Facies: es wird also durch die positive Verschiebung des Wasserspiegels (durch Submersion) nicht allein die horizontale Ausbreitung, sondern auch eine bedeutende Mächtigkeit sämmtlicher mariner Faciesgebilde bedingt.

In den Fällen *a*, *b* (bei constantem Nivo und bei negativer Verschiebung des Wasserspiegels) wachsen die Faciesgebilde, indem sie sich zugleich gegen das Meer vorschieben; im Falle *c* wachsen sie durch normale Überlagerung, wobei zugleich (je nach dem Grade der Senkung) eine geringe oder bedeutende Verschiebung der Facies in der Richtung gegen das Land platzgreift. Die massenhaft abgelagerten Sedimente dürften in den meisten Fällen während einer Submersions-Epoche gebildet worden sein, während eine namhafte horizontale Ausbreitung

Digitized by Google

einer Facies sowohl durch anhaltende positive als auch negative Bewegungen verursacht werden kann.

Da die mächtigsten organischen Schichtenbildner nur in mässiger Tiefe gedeihen, ist es klar, dass die wachsende Strandfacies-Zone einer bestimmten Zeit die Gestade nur wie ein schmales Band umsäumen und auch in diesem begrenzten Gebiete nur eine mässige Mächtigkeit erlangen kann.

So mag die Strandfacies (bei etwa 2° Böschung) in den meisten Fällen bei constantem Meeresstand kaum eine Marsch-

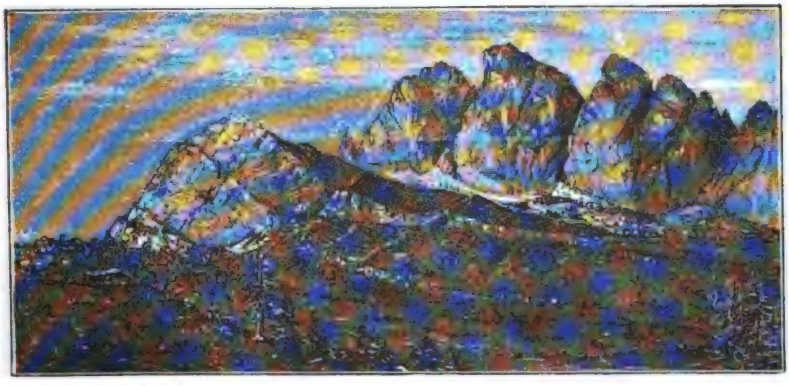


Fig. 221.

stunde breit sein; 5 *km* vom Gestade entfernt ist das Wasser schon 200 *m* tief und hier beginnt die Tief-Fauna.[1]) Auch sie beherrscht in ihrer reichen Ausbildung durchaus keine weiten Räume, sondern einen mässigen Streifen von einigen Marschstunden Breite; in noch grösserer Tiefe tritt rasch Verödung ein. Es begreift sich, dass bei so beschränkter horizontaler Verbreitung einer Facies auch deren vertikale Mächtigkeit niemals bedeutend werden kann, wenn das Meeresnivo stabil bleibt.

Wo man eine Facies über grosse Flächen ausgebreitet findet, ist dieselbe offenbar nicht genau synchron, sie hat vielmehr das ganze Gebiet successive bedeckt.

[1]) In mässiger Tiefe mischen sich die Seicht- und Tiefsee-Typen, und auch im Bereich der typischen Tiefsee-Fauna trifft man noch ab und zu exotische Einstreulinge. Fuchs: Tiefseebildungen Jb. Min. 1883, Beil. II, p. 499.

Digitized by Google

In Fig. 228 (England) sind die Partien, welche 200 *m* unter dem Meer liegen, hell, jene, welche 300 *m* über dem Meer liegen, dunkel gehalten; Flachland und Seichtsee haben Mittelton. Eine Emersion von 200 *m* würde den europäischen Continent weit über Irland hinaus vorrücken: Scandinavien bliebe jedoch auch dann noch durch eine schmale Bucht (Grabenbruch) von Mitteleuropa getrennt. Die Küsten fielen bei so geänderter Sachlage fast durchgehends steil gegen die Tiefen des Meeres ab. Während jetzt die Seichtsee die weiten

Fig. 222.

grau getonten Gebiete um England und in der Nordsee beherrscht, würde die entsprechende Seichtfacies dann auf einen schmalen Uferstreifen beschränkt; die tiefen Bildungen unserer Zeit würden von diesem Seichtfacies-Gürtel überlagert.

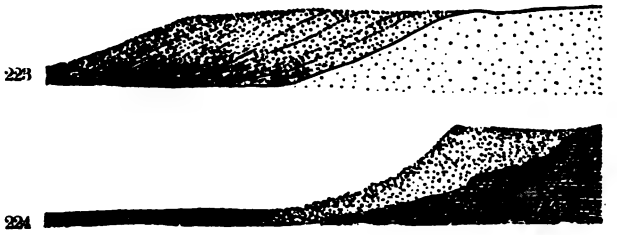
Umgekehrt würde bei einer Submersion von 300 *m* der grösste Teil des dargestellten Gebietes (bis auf Norwegen und die süddeutschen Hochlande) unter dem Meere verschwinden, die heutige Seicht-Fauna würde durch eine Tiefsee-Fauna überlagert, die junge Seichtsee-Fauna aber würde bis gegen die Gipfel der englischen Gebirge und bis ins Herz von Deutschland und Frankreich vordringen. Die Gegenden von London, Paris, Berlin würden von Seichtsee-Facies überlagert.

Digitized by Google

Die Tiefsee-Facies [1])

ist, im Gegensatze zu der Strandfacies, monoton; unter 200 *m* trifft man noch eine ziemlich artenreiche Tief-Fauna, unter 300 *m* aber herrscht in weiten Gebieten eine monotone Schlamm-Facies, welche z. T. organogen, z. T. eingeschwemmt, z. T. tuffogen ist. In Tiefen von 1500 *m* bis über 3000 *m* wird noch kalkhältiger Schlamm (Foraminiferen etc.) angetroffen, in grösserer Tiefe verschwindet der Kalk in Folge der vermehrten, lösenden Kraft des Wassers.

Die Fossilien, welche man in den Tiefbildungen antrifft, sind häufig schlecht erhalten (Steinkerne), und zwar er-



scheint gerade die obere Seite des Fossils stark corrodirt (und mit dem Hangenden verwachsen), während die Unterseite besser erhalten ist und sich vom liegenden Material gut ablöst. Wähner hebt hervor, dass diese Erhaltungszustände geeignet sind, ein Licht auf die Entstehungs-Bedingungen der bez. Sedimente zu werfen.[2])

Unter 500 *m* herrschen Globigerinen (vicarirend mit Tonen), im Südmeer sind Foraminiferen in Tiefen zwischen 2000 und 3600 *m* verbreitet. In grossen Tiefen (4000—8000 *m*) trifft man

[1]) Maculloch: Geol. 1831, I., p. 79. Beche: Theor. Geol. Übers. 1836, p. 169 (über Monotonie der Tiefsee-Facies). Delesse: Lithologie des mers. U. St. Coast Survey, Thomson (depth of the sea 1873), Murray, Renard: Proc. R. Soc. L. Vol. 23, 24, 1876. Brit. Assoc. Rep. 1879. Carpenters: Tiefsee-Forschungen. Fuchs: Tiefsee-Bildungen. Jb. Min. 1883, Beil. II. Bogulsawski: Oceanografie 1884.

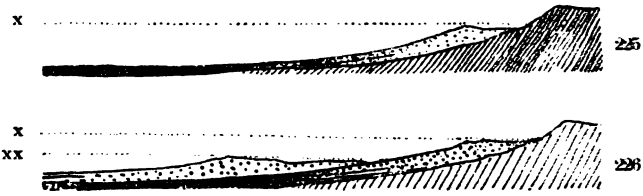
[2]) Wähner: Differenzirung d. alp. Lias. Vhdl. Geol. Reichs. 1886, p. 10 f. (Fossilien der Adnether Schichten und Fleckenmergel).

Digitized by Google

in den meisten Gebieten Radiolarien (wenige Arten), daneben fossillose Tone.

Der Kieselschlamm (Tone der Tiefsee) stammen z. T. von flottirenden Organismen, welche nach ihrem Ableben in die Tiefe sinken, ein Teil wird durch Flüsse und Winde den Tiefen zugeführt, endlich trifft man auch in den grössten Tiefen vulkanische Tuffe (welche von den nächsten vulkanischen Gebieten stammen).[1])

In grosser Tiefe können in Folge der vermehrten lösenden Kraft des Wassers keine kalkabscheidenden Organismen exi-



stiren; man trifft nur Kiesel- und Hornabscheider; die niedersinkenden flottirenden Kalkorganismen werden corrodirt.

Der petrografische und zoologische Karakter der Schiefer-Facies aller Formationen steht vielfach in Einklang mit dem Karakter der modernen Tiefseebildungen, und es liegt die Vermutung nahe, dass die bez. Schiefer-„Formation“ zum grossen Teil eine Tiefsee-Facies ist. Die Association der Schiefer mit Graniten[2]) harmonirt mit dieser Auffassung; die Schiefer-Facies, sowie die granitische Eruptiv-Facies sind eben beide bathygen.

[1]) Streckenweise trifft man auch Palagonit und Zeolithe, ferner Manganknollen, welche durch Zersetzung der Tuffe entstanden sein mögen, endlich Sfärulithe von gediegenem Eisen, deren kosmischer Ursprung wahrscheinlich ist. Murray, Renard: Proc. Roy. Soc. Edinb. 1877, p. 247. Brit. Assoc. Rep. 1879, p. 340.

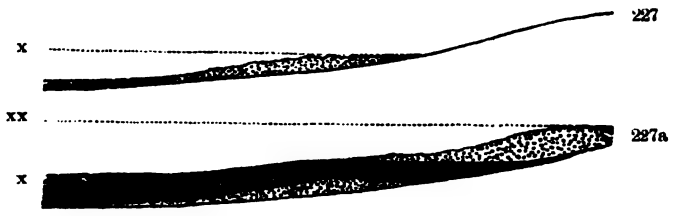
[2]) Rhind cit.: Azoische Schiefer können sich gleichzeitig mit litoraler Kalk-Facies bilden. Naumann: Geogn. 1854, II., p. 43. Die Schiefer sind zum Teil Tief-Facies. Vgl, Mojsisovics. In manchen Fällen dürften die entsprechenden Seichtbildungen durch Erosion, bez. Abrasion entfernt sein, sodass wir ein lückenhaftes und ganz einseitiges Bild der bez. „Formation“ erhalten.

Digitized by Google

Je grösser die Tiefe, umso ausgebreiteter sind die fossillosen, öden Gebiete mit Schlamm- und Sand-Facies.[1]) Die Schlamm- und Sand-Facies (mit Fucoiden und Wurmspuren) ist zwar karakteristisch für grössere Tiefe, spielt aber auch in Gebieten mit Seichtwasser eine Rolle. Auch in diesem Falle sind die Gesteine fossilarm, doch trifft man neben den Fucoiden und Wurmspuren auch Zeichen der seichten Genesis: Wellenspuren, discordante Wellenschichtung der Sandstein-Facies verschiedene Formationen.

Exotische Einstreulinge; Schlammquell-Facies; Flysch.

Die Strandbildungen haben ein labiles Gleichgewicht; im Bereiche der Brandung ist die Böschung gering, in der Tiefe



wird sie aber in dem Masse, als die Wellenbewegung schwindet, steiler. Diese Verhältnisse gestatten eine Vorwärtsbewegung loser Teile; der Wellenschlag treibt die Partikel im obersten Nivo hin und her, schliesslich aber gleitet und rollt ein grosser Teil derselben über die Steilböschungen der Tiefe zu. So kommt es, dass litorale Sedimente (grober Grus, litorale Fossilien etc.) bis über 1000 *m* tief getroffen werden. Auch die Böschung vieler Korallenriffe ist steil genug, um ein Niedersinken der Oberflächengebilde bis in Tiefen von 1000 und selbst 2000 *m* zu gestatten. In diesen Fällen beobachten wir eine befremdende Association verschiedener Facies.

Aber auch auf anderen Wegen gelangen fremde Einstreuungen in das Bereich einer heterogenen Facies: flottirende

[1]) Die Conchylien suchen im Gegensatz festen Boden. Die wandernden Larven sterben ab, wenn sie zum Schluss der Wanderfase keinen gedeihlichen Grund erreichen.

Digitized by Google

Organismen, vulkanische Ejecte, kosmischer Staub etc. sinken in die Tiefe; Pflanzen und Tierleichen werden von den Flüssen ins offene Meer getragen, Eisberge ziehen mit der Strömung und lassen, indem sie abschmelzen, die eingeschlossenen Gesteinstrümmer fallen.

Während in all' diesen Fällen die Einstreulinge aus einem höheren Horizonte stammen, wandern in anderen Fällen die Einstreulinge aus einem tieferen Horizont in einen höheren ein: Es ist bekannt, dass Quellen (Schlammquellen, Schlammvulkane) oft fremde Bestandteile verschiedener Dimensionen (Schlamm, Sand, Erzpartikel, Gerölle und selbst Blöcke) emporfördern. In diesen Fällen werden die besonders widerstandsfähigen Bestandteile der in der Tiefe anstehenden Gesteine an die Oberfläche gebracht und entweder am festen Land oder am Meeresgrunde abgelagert, wodurch oft überraschende Gesellungen bedingt werden. Hierher gehören jene mächtigen Schlammablagerungen mit Einstreulingen älterer Formationen, welche im Gebiete des kaspischen Meeres, in Norditalien etc. durch die eruptive Tätigkeit der Schlammquellen gebildet werden; ferner rechne ich hierher jene Einstreuungen fremdartiger Geschiebe (meist Quarz), welche man oft inmitten einer übrigens monotonen Schiefer-Facies antrifft etc. Die punktirten Massen quellen aus dem Liegenden in Fig. 229 ins Hangende empor.

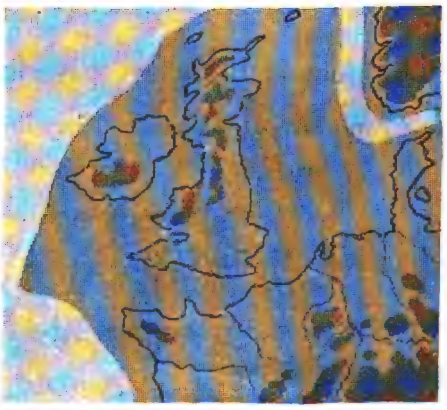


Fig. 228.

Ich bezeichne all' die vorgeführten Erscheinungen als exotische Facies. Stammen die fremden Elemente aus der Tiefe, so bezeichnet man die betreffende Facies passend als Quell-Facies.

Im französischen Rhonetal trifft man Sand- und Ton-

Digitized by Google

Ablagerungen, welche offenbar von Quellen gefördert wurden.[1]) Im anderen Gebiete trifft man Quarzsand, Halbedelsteine, Erzpartikel etc. in Trichtern angehäuft, welche mit einem Förderschlot zusammenhängen, so dass man gleichfalls an eine Förderung durch Quellen denken muss.

Auffallender und quantitativ bedeutungsvoller als diese Ablagerungen sind jene Sand- und Lehmablagerungen, welche in Senkungs-Gebieten zu Tage gefördert werden: die exotischen Ablagerungen der sogenannten „Schlamm-Vulkane".

Analoge Gebilde spielen in älteren Formationen eine grosse Rolle und sind insbesonders für die Flysch-Facies karakteristisch.

Bianconi, Doderlin, Mantovani, T. Fuchs[2]) u. a. Forscher

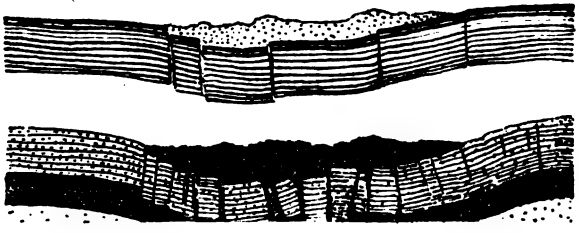


Fig. 239.

haben die Übereinstimmung dieser Gebilde mit den Produkten der Schlamm-Vulkane dargetan und dieselben als Schlamm-Vulkan-Facies gedeutet.

Die glimmrigen Sandsteine des Flysch (Macigno) enthalten in Italien untergeordnete Massen von splittrigen, mergeligen Tonen. Die angehäuften Massen haben oft eine kuchenartig gestaute oder gewundene Oberflächen-Textur, welche jener der von den Schlamm-Vulkanen geförderten Schlammfladen gleichen; exotische Einschlüsse kommen in diesen Bildungen oft massenhaft vor.

Die beobachteten Erscheinungen führen zum Schlusse dass diese Gebilde eine Schlammquell-Facies sind. Fuchs ver-

[1]) Gras: Min. Dep. de la Drôme über eruptive Sande.

[2]) Fuchs: Natur des Flysch und eruptive Sande. Sitzber. Akad Wien 1877, Vol. 75, 76.

Digitized by Google

weist auf jene eigentümlichen Gangtonschiefer (Tonschiefer als Gangfülle) des Harz, deren eruptive Natur bereits Hausmann und Schmidt behauptet haben. Derartige Lehmgänge müssen auch unter den lettigen Schlammquell-Fladen der „Argille Scagliose" anstehen. In grösserer Tiefe aber müssen jene weichen, von Grundwasser durchtränkten Schichten anstehen, deren Material einst das dislocirte Grundgebirge der Flyschzone durchbrach und über den zertrümmerten, sinkenden Schollen in Form von Schlammquell-Fladen abgelagert wurden.

Während diese Genesis für die beschränkten Anhäufungen der Argille scagliose-Facies erwiesen scheint, dürfte die Entstehung der viel mächtigeren Flysch-Facies complicirter sein.

Diese Facies glimmriger Sande (Sandsteine) tritt in verschiedenen Gebieten der Gebirgsbildung [1]) (in einzelnen Zonen) in grosser Mächtigkeit auf, und zwar hält die Ablagerung dieser Facies in weiten Gebieten während der Kreide und während des unteren Terziär an. [2])

Die fremdartigen Materialien, aus welchen der Flysch besteht, sind offenbar nicht aus der Erosion der in der Nähe anstehenden Gesteine hervorgegangen, sondern stammen wohl zum grossen Teil aus der Tiefe, und zwar von zersetzten krystallinen Schiefern und Eruptivmassen, welche aus den Spalten des dislocirten Gebietes empordrangen. Die Beschränkung dieser Facies auf eine bestimmte Zone und die gewaltige Anhäufung innerhalb des beschränkten Raumes sprechen hiefür.

Die Fucoiden und Wurmspuren, welche so häufig im Flysch vorkommen, entsprechen dem Habitus und den Existenzbedingungen eines Sand- und Schlammquell-Gebietes (gleich jenem des kaspischen Sees). Die gestaute und gewundene Brei-Struktur der Oberfläche einzelner Schichten bietet eine weitere Analogie mit den Produkten der Schlamm-Vulkane. (Fuchs cit.)

Daneben trifft man aber auch echte Eruptivmassen, ins-

[1]) In den Alpen, Karpaten, im Apennin, in der Küstenkette von Californien etc.

[2]) Der Wiener und Karpaten-Sandstein reicht vom Ende des Jura bis zum Beginne des oberen Terziär. S. Neumayr, Erdgeschichte.

Digitized by Google

besondere Serpentine, welche mit dieser Sand-Facies vicariren. Beide Gebilde haben ganz verschiedene mineralische Elemente, stehen also gewiss nicht in unmittelbarem genetischem Zusammenhang, vielmehr stellte ich mir vor, dass in den bez. dislocirten Gebieten zwei selbständige Prozesse zugleich wirkten: seichte Spalten reichten nieder bis in Gebiete des zersetzten, von Grundwasser durchtränkten Grundgebirges, aus ihnen wurden die Sand- und Schlamm-Massen gefördert; zugleich drangen aber auch hier und dort aus tiefen Spalten, welche bis in die magmatische Tiefe reichten, echte Eruptivmassen empor. Endlich haben die bez. Gebiete sicher auch Einschwemmungen von Erosions-Detritus aus den angrenzenden Festlandgebieten empfangen. Der Flysch dürfte demnach wohl ein polygener Facies-Complex sein, dessen Hauptmasse aus zersetzten Grundschichten stammte.

Krystalline und Eruptiv-Facies.

Organogene Sedimente bilden schon während ihres Wachstumes in vielen Fällen kompakte Massen [1]) (Felsen). Die Cementation, das Umkrystallisiren des Bindemittels sowie der ursprünglichen Bestandteile eines Gesteines gehen fortwährend vor sich [2]) und man könnte demnach fast jedes Gestein als metamorf bezeichnen; doch ist es gebräuchlich, den Namen nur für die höheren Grade der krystallinen Umwandlung zu verwenden. Die wichtigsten Agentien der Metamorfose sind Circulation einer lösenden Flüssigkeit, Temperatur und Druck. Die Einwirkung dieser drei Faktoren ist in jedem einzelnen Falle zu beachten.

Jede Facies kann alle Grade der Umwandlung durchmachen und schliesslich so vollständig umkrystallisirt werden, dass jede Spur der ursprünglichen organischen oder klastischen Textur verlöscht wird; Kalk wird zu Marmor, Lehm zu Gneis u. s. f. Die Einwirkung der lösenden Liquida wird wesentlich unterstützt durch eine erhöhte Temperatur und

[1]) Hoff: I., p. 279, 297. Über moderne Kalksteinbildung.

[2]) Umwandlung des Arragonit in Calcit etc.

Digitized by Google

einen hohen Druck, vor allem aber durch bedeutende Variationen beider Faktoren.

Eine Erhöhung der Temperatur wird durch Eruptiv-, bez. Intrusivmassen, durch heisse Quellen und Massenbewegungen, Spaltung sowie Faltung bedingt, ein bedeutender Druckwechsel tritt gleichfalls in Regionen der Eruption, bez. Dislocation ein. Bei wachsender Temperatur und zunehmendem Drucke wird der Lösungs-Coifficient vergrössert, bei verminderter Temperatur und abnehmendem Drucke scheiden sich feste Substanzen aus der nunmehr übersättigten Lösung aus [1]) und dieser oscillirende Prozess (Alterniren von Lösung und Abscheidung) spielt sich so lange ab, als das betreffende Gebiet bedeutende tektonische Störungen (insb. Faltung) erleidet. Hieraus erklärt es sich, dass man dieselbe Schichte, welche man in Gebieten mit flacher Lagerung wenig verändert antrifft, im Gebiete eines Gebirgszuges stark metamorfosirt findet. Der milde Schiefer wird zu hochmetamorfem Glimmerschiefer und Gneis, der Sandstein zu Quarzit, der Kalk zu Marmor, die Kohle zu Antrazit etc. Eingehender behandle ich dieses Thema sub: „Gebirgsbildung" und beschränke mich hier auf die Besprechung der Eruptiv-Facies, Schlieren und Übergänge.

Der Aufbau der aus mannigfachen Sedimenten bestehenden Erdkruste wird wesentlich complizirt durch das Hinzutreten der Eruptivgebilde, welche bald als coordinirte, bald als durchbrechende Glieder in den verschiedenen Formationen auftreten. Ich bespreche zunächst den Zusammenhang verschiedener Eruptiv-Facies untereinander.

Wir treffen die verschiedenen Glieder der chemisch-mineralogischen Übergangsreihe untereinander verbunden und überdiess nimmt das Magma je nach dem Erstarrungsdrucke einen verschieden texturellen Habitus an (Granit, bez. Lava); endlich liefert das Magma unter Umständen Zerstäubungs-Material. Die Laven treten in Form von Decken und Kuppen auf, sie und ihre Tuffe bilden Einschaltungen in den synchronen

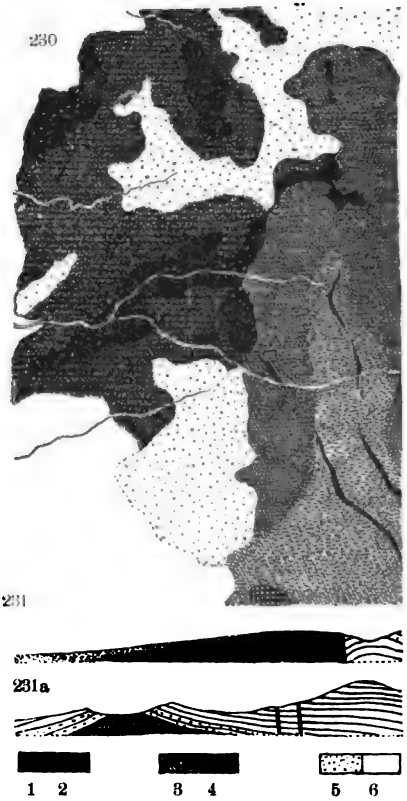
[1]) Vgl. meine Fysik der Eruptionen. Herr Dr. R. Canaval bereitet eine Arbeit über die Bedeutung dieser Faktoren für den Dislocations-Metamorfismus vor.

Digitized by Google

Sedimenten; nicht selten bestehen die Sedimente regional zum grossen Teile aus Tuffmaterial (tuffogene Sandsteine und Schiefer).

Die granitischen Gesteine bilden meist noch mächtigere Ablagerungen als die Laven und liefern gleichfalls Detritus, welcher den synchronen Sedimenten beigemengt, denselben eine gewisse stoffliche Ähnlichkeit mit den bez. Eruptivmassen verleiht.

In beschränkten Gebieten erscheint nicht selten ein bestimmtes Eruptivgestein an einen constanten Horizont gebunden und man sprach demnach wohl von einer Porfyr- oder Basalt-Formation, welche man als Analogon der sedimentären „Formationen" betrachtete. Sobald man aber weitere Gebiete verglich, stellte es sich heraus, dass die Eruptiv-Facies in noch höherem Grade variiren als die sedimentären. Man trifft nicht bloss in verschiedenen Gegenden, sondern auch auf beschränktem Raume im selben Horizonte verschiedene Eruptiv-Facies nebeneinander, und zwar führen in diesem Falle ebenso wie bei den sedimentären Faciesgebilden Übergänge von einem Typus zum andern.[1])



1 Porfyr, 2 Trachyt, 3 Lias-Marmor, 4 Lias unverändert, 5 Eozän, 6 recent. Das Profil 231 stellt die mittlere Partie des Porfyr-Ergusses dar, Fig 231a schneidet die Granitmasse im Süden der Fig. 230. Granit gekreuzt, Lias schraffirt, Marmor punktirt.

Bei den Laven, sowie bei den Graniten tritt oft in einer

[1]) Vgl. Charpentier: Leonh. Taschb. 1815, p. 169. Naumann: Geol. 1850. I., p. 537, 566. Zirkel: Petrogr. I., p. 325 f.

Digitized by Google

einheitlichen Masse ein Gemengteil vor, bez. zurück: Im Trachyt tritt Hornblende ein und das Gestein geht in Andesit über, im Granit tritt Quarz zurück, Plagioklas und Hornblende vor (Übergänge in Syenit-Granit, Tonalit, Diorit) etc. Der Gang von Tronitz, Sachsen, besteht in seiner nördlichen Hälfte aus Syenit, im Süden aus Granit. Ähnliche Verhältnisse weist die Brünner Granitmasse auf etc. Anderseits variirt bei gleichbleibender Mischung die Textur einer Ergussmasse, und zwar trifft man in weiten Gebieten einerseits einen innigen Verband von Lava- und Porfyr-Facies, anderseits eine Verquickung von porfyrischem und granitischem Magma. Übergänge der ersten Art sind häufig in den Massenergüssen des westlichen Süd-Amerika; gemeiniglich dominirt die porfyrische Facies (Orthoklas- und Hornblendeporfyr) in den tieferen Teilen der betreffenden Eruptiv-Complexe, während im Hangenden Andesite und Trachyte vorherrschen. Beide Facies sind jedoch durch Übergänge miteinander verbunden; andesitische Einlagerungen und Schlieren kommen in den liegenden Porfyrmassen vor und es ist eine strenge Abgrenzung beider Typen vielfach unmöglich.[1]) Ähnliche Verhältnisse kehren wieder im westlichen Nord-Amerika, im ungarischen Eruptivgebiet etc. Fig. 230 und Profil Fig. 231 illustrirt einen solchen Übergang: Zwei Gänge von Quarzporfyr (mit Sanidin) durchsetzen den Lias von Campiglia, Toskana;[2]) nahebei wird der Lias überlagert von einer Eruptivmasse, deren liegende Partien in grosser Mächtigkeit denselben Karakter haben wie die Gänge, welche aber gegen das Hangende in Liparit (mit glasig-felsitischer und mikro-krystalliner Grundmasse) übergeht. Die Gänge führen Sanidin neben Orthoklas und Glaseinschlüsse neben Flüssigkeits-Einschlüssen. In der Ergussmasse erscheinen die tieferen porfyrischen mit den hangenden Liparitmassen durch Übergänge verbunden. Der ganze wechselvolle Erguss wird überkleidet von eozänen Sedimenten, welche derzeit z. T. erodirt sind.

Seltener trifft man Übergänge des porfyrischen Magma

[1]) Humboldt: Lagerung der Geb. 1823, p. 121, 170.

[2]) Lotti: Campiglia Atti. Soc. Sc. Nat. Toscana 1885, und Lotti: Bol. Comit. Geol. 1887.

Digitized by Google

in glasige Facies (Pechstein),[1]) während die Übergänge der granitischen in porfyrische Facies gemein sind:[2]) Granitmassivs sind oft im Contact mit Sedimenten porfyrisch, überdies trifft man häufig porfyrische Schlieren innerhalb der granitischen Massen. Ausnahmsweise trifft man auch ganz extreme texturelle, wie mineralogische Gegensätze zu einer Einheit verbunden. Übergänge vom Granit durch Porfyr bis in Laven und anderseits Übergänge von den basischesten bis zu den kieselreichsten Eruptivgesteinen.[3])

Diese Übergänge haben den Systematikern seit jeher Schwierigkeiten bereitet. In alter Zeit haben sich die Geologen geholfen, indem sie verschiedene Eruptivgesteine, welche eine tektonische Einheit bilden, unter einem Collectivnamen zusammenfassten und noch heute entzieht sich der Aufnahms-Geologe der schwierigen Scheidung, indem er den ganzen Complex nach dem herrschenden Gestein benennt. Nur wenige Special-Aufnahmen liegen vor, in welchen die verschiedenen, miteinander durch Übergänge verbundenen Eruptiv-Facies coloristisch unterschieden werden. Am passendsten und

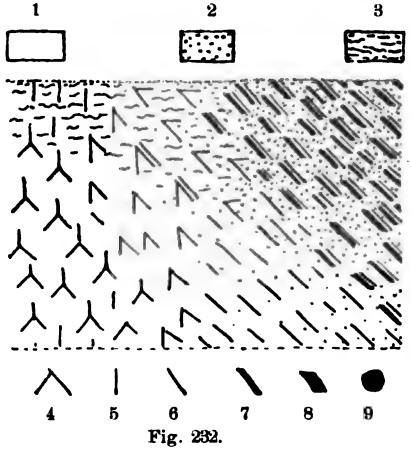


Fig. 232.
1 granitische, 2 porfyrische, 3 glasige Textur, 4 Quarz, 5 Orthoklas, 6 Plagioklas, 7 Hornblende, 8 Augit, 9 Olivin.

[1]) Naumann: Geol. Richthofen: Predazzo.

[2]) Charpentier: Leonh. Taschb. 1815, p. 172 (Pyrenäen). Keilhau: Gäa. Kjerulf: Christiania Silur 1855, p. 55, 61 Übergänge von Orthoklas- und Quarzporfyr in Syenit, bez. Granit. Rozet und Daubrée weisen solche Übergänge nach im Gebirge zwischen Sâone und Loire, desgleichen in den Vogesen. Pareto beobachtet dieselben Verhältnisse im Gebiete von Lugano (Bull. Geol. 1859. (2) Vol. 16, p. 94). Lossen: Über Porfyr-Facies. Z. geol. Gesellsch. 1874, p. 891. Schalch: Sect. Geyer, Geol. Sachsen 1878, p. 49. Reyer: Karlsbad Jb. geol. Reichs. 1879, p. 415, 424.

[3]) Übergänge vom granitischen Magma bis in basische Laven hat

Digitized by Google

natürlichsten schiene es mir, in einem solchen Falle den Grad der Basicität durch Dunkelheit der Straffage (bez. Farbe) die dominirenden Minerale durch Symbole, endlich auch die Textur durch bestimmte Zeichen zu karakterisiren, wie in Fig. 232 gezeigt ist. Durch diese Art der Darstellung werden wir in Stand gesetzt, ein den natürlichen Verhältnissen völlig entsprechendes karakteristisches Bild zu liefern. In Fig. 232 herrscht links unten Granit-Facies, dieselbe geht gegen oben in Porfyr über; gegen rechts wird das Magma immer basischer, der Granit geht in Syenit-Granit und Diorit über, rechts oben aber treffen wir Übergänge der Gesteine in basische Porfyre und Laven.

Succession der Eruptiv-Facies.

Wie bei den Sedimenten, so trifft man auch bei den Eruptivmassen die verschiedenen Facies nicht bloss synchron nebeneinander, sondern auch chronologisch übereinander angeordnet. Wie sich zu allen Zeiten Schiefer, Sandsteine und Kalke abgelagert haben, so kamen und kommen auch in allen Formationen Granite und Laven, kieselreiche und basische Magmen zur Förderung. Man hat in verschiedenen Gebieten die Succession der Eruptivgesteine (welche selbst in beschränkten Gebieten gemeiniglich variirt) festgestellt [1]) und wiederholt versucht, aus diesen localen Beobachtungen eine gesetzmässige Reihenfolge abzuleiten. Man verwies darauf, dass der Granit in den alten Formationen herrsche, dass er durch Porfyre überlagert werde und dass in jüngster Zeit erst Vulkane auftreten. Die einen meinten, der Erdkern sei granitisch, während andere einwendeten, dass das hohe spezifische Gewicht der Erde eine bedeutende Zunahme der Basicität gegen das Centrum und einen eisenreichen, meteoritischen

schon Macculloch kennen gelehrt (Western Jsl. J. of. Sc. I., p. 105). Übergang von Granit in Melafyr beobachtet Kjerulf: (Christiania 1855, p. 55.) Judd: Mull bespreche ich später.

[1]) Die Reihenfolge in den Karpaten, in verschiedenen italienischen Eruptivgebieten, im westlichen Nord-Amerika etc., wurde a. a. O. besprochen.

Digitized by Google

Erdkern erwarten lasse. Die Beobachtungen in der Natur zeigen aber, dass weder das eine noch das andere zutrifft. Schon Dolomieu erinnert daran, dass die Laven die granitische Erdkruste durchbrechen, dass also das Magma der Laven ursprünglich offenbar unter dem Granit existirt habe [1]) und anderseits fällt es auf, dass das kieselreiche Magma noch heute zur Förderung kommt. Jede geologische Übersichtskarte beweist zur Genüge, dass nicht etwa in der alten Zeit nur quarzreiche, später dagegen nur basische Massen gefördert wurden. Basisches und kieselreiches Magma, Granite und Laven wurden vielmehr zu allen Zeiten gefördert.

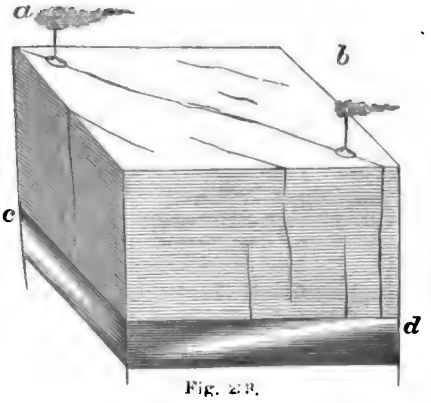


Fig. 239.

Um diesen regellosen Wechsel zu erklären, wurden Mischungs-, Entmischungs- und Taschen-Theorien aufgestellt (Bunsen, Durocher, Hopkins). Die einen nahmen an, alle Magmen entstünden durch die Mischung zweier extremer Glieder, andere vertraten die Ansicht, das Magma sei ursprünglich homogen und die beobachteten Differenzen beruhten auf Entmischung (Saigerung), die dritte Hypothese behauptet, in der grossenteils erstarrten Erde seien in verschiedenen Tiefen grössere Partien (Basseins oder Taschen) flüssig geblieben; die basischen Gesteine würden dieser Annahme gemäss aus den tiefer liegenden Taschen stammen. All' diese Anschauungen kommen darin überein, das Wechselvolle in der Natur als etwas Secundäres (aus einem ursprünglich Einfachen hervorgegangenes) zu bezeichnen. Diese Ansicht geht aber offenbar aus dem subjectiven Bedürfnisse des menschlichen Geistes hervor, die Natur in einfache Schablonen zu zwängen. Die Beobachtungen zwingen uns zu einer derartigen Annahme nicht, sie berechtigen uns

[1]) Dolomieu: J. Phys. An. VI, p. 408.

Digitized by Google

vielmehr zu der Behauptung, die Natur sei zu allen Zeiten mannigfaltig, die Mischung sei von jeher ungleichartig gewesen. Unter dieser Voraussetzung braucht man kein unbekanntes Agens anzunehmen, welches in irgend einem Zeitpunkte die rein theoretische „Einfachheit" zerstört hätte.

Die Annahme, unsere Erde oder irgend ein anderer Weltkörper sei je homogen gewesen, ist willkührlich, sie widerspricht den astronomischen und geologischen Beobachtungen.

Nimmt man hingegen an, das Erdmagma sei seit jeher ungleich gemischt (schlierig) gewesen, so erklären sich die beobachteten Variationen der eruptiven Fänomene ungezwungen. In der schematischen Fig. 233 ist die feste Erdkruste durch monotone Schraffage unterschieden von dem eruptionsfähigen, schlierigen Magma.

a b sei eine Spalte in der Erdkruste, bei *a* und *b* stünden Vulkane, *c d* sei das Erdmagma. Die dunklen Partien stellen basische, die lichten kieselsäurereiche Schlieren vor. Denkt man beide Vulkane in gleicher Weise tätig, so werden in gleichem Zeitraume bei *a* basische und bei *b* kieselsäurereiche, dann durch einige Zeit aus beiden Vulkanen basische, endlich aus *a* kieselreiche, aus *b* basische Gesteine gefördert werden. So erklärt sich die Mannigfaltigkeit der gleichzeitig oder successive geförderten Produkte in einfacher Weise

Wenn man beachtet, welche Eruptivmassen zu gleicher Zeit in verschiedenen Gebieten gefördert wurden, findet man, dass mit Ausnahme weniger Fälle[1]) die Eruptivfacies von Ort zu Ort rasch wechselt, woraus folgt, dass das eruptionsfähige Magma in hohem Grade schlierig sein muss.

Sieht man von diesen untergeordneten Variationen ab und fasst man die Gesammtheit der Förderungen der verschiedenen Epochen ins Auge, so findet man, dass in älterer Zeit, als die Erdkruste noch dünn war, im grossen Ganzen mehr kieselreiches Magma gefördert wurde, während jetzt die basischen Eruptivmassen vorwalten. Es erklärt sich dies aus dem Umstande, dass eben in der jüngern Zeit der

[1]) Im Miozän treffen wir Feldspat-Basalt in Island, in Schottland und den benachbarten Inseln.

Digitized by Google

fortschreitenden Erstarrung gemäss tiefere Partien des Magma zur Förderung gelangen, als in den früheren Epochen.[1]) Aus dieser Betrachtung folgt, dass die Gesteine unserer Erdkruste eine Anordnung aufweisen müssen, welche das Gegenteil der ursprünglichen, magmatischen Succession ist. Die Produkte der jüngsten Epochen sind vorwaltend basisch, darunter folgen die kieselreichen Gesteine der alten Zeit, in tieferem Horizonte müssen die erstarrten Reliete jener kieselreichen Massen anstehen, welche in der magmatischen Urzeit die obersten Partien des Erdballes beherrschten, in noch grösserer Tiefe aber folgt wieder vorwiegend basisches Magma. Fig. 234 stellt einen Ausschnitt der Erde dar. Der starke schwarze Strich versinnlicht die relative Dicke der starren Kruste.

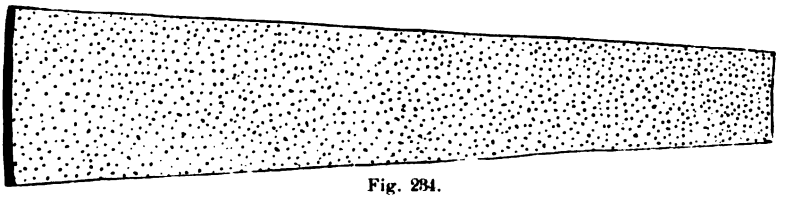


Fig. 234.

Fig. 235 veranschaulicht die Succession der Magmen; die Basicität ist durch Dunkelheit dargestellt. 0 = eruptionsfähiges Magma, 1 = primitive Erstarrungs-Kruste, 2—3 geförderte Massen, welche in jüngerer Zeit basischer werden. Die Überlagerung der Urkruste 1 durch 2—3 kann offenbar zur Folge haben, dass die ursprüngliche Erstarrungs-Kruste wieder durchwärmt und eruptionsfähig wird.

Wenn man die Flächen vergleicht, welche in älteren Formationen von den kieselreichen Eruptivmassen einerseits und von den basischen anderseits beherrscht werden, findet man, dass die ersteren in vielen Gebieten 3—5mal bedeutender sind, als die letzteren, und dasselbe Verhältniss weisen auch die kieselreichen und basischen Schiefer unter einander auf. In den jüngeren Formationen dagegen walten in weiten Gebieten entschieden basische Laven vor (Andesite und Basalte).

[1]) Vgl. de la Beche: Theor. Geol., übers. 1836, p. 239. Bischof: Geol. 1850. II, p. 18. Richthofen: Predazzo p. 316 und Mem. Cal. Acad 1868, p. 41.

Digitized by Google

Allerdings erhalten wir durch diese Parallele kein reines Bild, da wir einerseits alte (grossenteils bathygene) Massenergüsse (und Intrusivmassen), anderseits aber junge vulkanische Produkte ins Auge fassen. Wenn wir aber auch jene Intrusivmassen, welche der jüngsten Zeit angehören und eben deshalb (durch die Erosion) noch nicht aufgeschlossen sind, zum Vergleiche nicht heranziehen können, dürfte die obige Parallele doch einige Bedeutung haben. Die Kontraste mögen allerdings gemildert sein durch den Umstand, dass kieselreiches Magma leichter in der Tiefe, als durch Vulkane gefördert wird.[1])

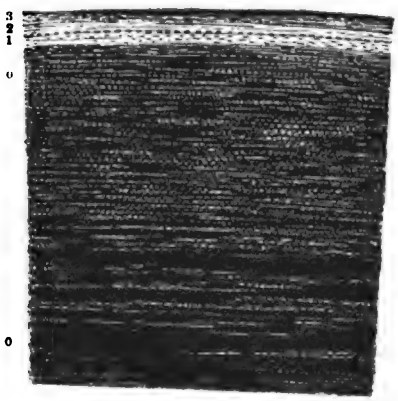


Fig. 255.

Intrusiv-Facies und vulkanische Facies haben jedenfalls seit den ältesten Zeiten neben einander existirt und zwar dürfte die erstere der Masse nach immer dominirt haben.

Die vulkanische Facies ist in den alten Formationen spärlich vertreten, während sie in den jüngsten Formationen anscheinend eine wachsende Verbreitung gewinnt. Es erklärt sich dies aus dem Umstande, dass diese Facies binnen kurzer Zeit weite Flächen überdecken kann; da die Mächtigkeit derselben in vielen Fällen gering, deren Zerstörbarkeit aber gross ist, wird diese Facies begreiflicherweise durch Erosion bez. Abrasion beseitigt und in klastische Neubildungen verwandelt, daher das Vorwalten derselben in den jüngsten und das Zurücktreten in den älteren Epochen.[2]) Das Übergewicht der Massenergüsse und der Intrusiv-Facies über

[1]) Kieselseiches Magma ist nur leicht beweglich, wenn es reichlich imprägnirt bleibt; es ist wahrscheinlich, dass noch heute namhafte (bathygene) Granitförderungen (Tiefergüsse und intrusive Nachschübe) erfolgen, während das entsprechende Magma als Lava (Liparit) selten zur Förderung kommt.

[2]) Jedenfalls ist die Verbreitung der vulkanischen Facies in älteren Epochen bedeutender, als viele Geologen annehmen (welche alle erup-

Digitized by Google

die vulkanische Facies in den alten Formationen ist also wohl nur eine secundäre Erscheinung.

Endlich ist hervorzuheben, dass die Eruptiv-Facies in den jüngeren Epochen überhaupt weniger massenhaft aufzutreten scheint [1]) als in der alten Zeit, ein Umstand, welcher mit der zunehmenden Abkühlung der Erde in causalem Zusammenhange steht. [2])

Ergebniss: Die Erdkruste besteht aus Eruptivmassen und Sedimenten. Die letzteren sind ihrer Hauptmasse nach marin und zwar treffen wir einerseits eine monotone Tiefsee-Facies (Schiefer), anderseits eine wechselvolle Seichtsee- und Strand-Facies (Detritus und Kalk vicarirend). In den älteren Formationen dominirt die erstere, in den jüngeren dagegen die letzte Gruppe. Natürlich werden die Tiefgebilde auch in der jüngsten Epoche abgelagert, die Nivo-Schwankungen des Meeres bez. Hebungen des Landes sind aber offenbar in beschränkten Zeitabschnitten zu unbedeutend, um die Emersion grösserer Massen vom Tiefgebilde zu gestatten; umgekehrt tritt uns die Tiefsee-Facies der alten Formationen in weiten Gebieten vor die Augen, während die Seichtfacies der alten Formationen vielfach erodirt sein dürfte. Während diese Gegensätze zwischen den Faciesgebilden der alten und neuen Zeit nur scheinbare sind, unterscheidet sich die neuere Zeit von den älteren Epochen tatsächlich fundamental durch die zunehmende Bedeutung der (organogenen) Kalk-Facies. [3])

Die Eruptiv-Facies hatte in früheren Zeiträumen eine grössere quantitative Bedeutung und zwar scheinen zu allen Zeiten die Facies der Massengesteine (krystalline, bathygene Facies) dominirt zu haben; die auffällige Ausbreitung der vulkanischen Facies in den jüngsten Formationen dürfte nur eine temporäre Erscheinung sein; die nächste grosse Transgression und Abrasion dürfte von unseren mächtigen Vulkan-

tiven Einschaltungen in älteren Sedimenten als intrusive Gebilde deuten und es geflissentlich vermeiden, die Laven älterer Formationen als solche zu bezeichnen).

[1]) Man darf sich durch die Flächenausbreitung der vulkanischen Produkte nicht irreleiten lassen.

[2]) Conybeare: Phil. Mag. 1831, p. 19.

[3]) Beche: Theor. Geol., übers. 1836, p. 239.

Digitized by Google

reihen nicht viel mehr Lavamassen übrig lassen, als wir derzeit in älteren Formationen antreffen.

In gleicher Weise ist auch das Zurücktreten der granitischen Gesteine in den jüngsten Formationen z. T. nur scheinbar; die relative Constanz des Reliefs und die langsamen Änderungen des Meernivos bedingen eben, dass diese Tiefgebilde zugleich mit den bathygenen Sedimenten durch lange Zeit nicht vor unsere Augen kommen, während die Tiefgebilde der älteren Epochen in Folge der Nivo-Schwankungen, Erosion und Abrasion in grösserem Masse an die Oberfläche gelangen.

Tuff-Facies; tuffogene Sedimente.[1]

Während die festen Eruptivmassen in beschränkten Gebieten wechselvolle und abnorme Facies-Verbände bedingen, gewinnen jene Detritusmassen, welche Derivate der Eruptivgesteine sind, in Folge ihrer leichten Beweglichkeit eine ungleich höhere Bedeutung für den Stratigrafen: Nicht selten bestimmen diese Massen, welche durch eolischen Transport oder in Folge einer Transgression über weite Flächen ausgebreitet werden, den Karakter eines Horizontes, ja eines mächtigen Complexes.

Lavatuff. — Wenn das mit Liquiden imprägnirte Magma zu Tage kommt, zerstäubt es zum Teile und lagert sich (gemischt mit dem Zerreibsel der eingestürzten Kraterwände)[2] als Tuff in der Umgebung des Vulkanes ab. Das zerstäubte Material ist bald reich an glasigen und blasigen Partien,[3] bald hat man es nur mit einem Haufwerk von Krystallen zu tun. Der Karakter des Tuffes hängt eben ab von dem Individuali-

[1]) Reyer: Jb. geol. Reichs. 1881, p. 56. Pohlig cit.

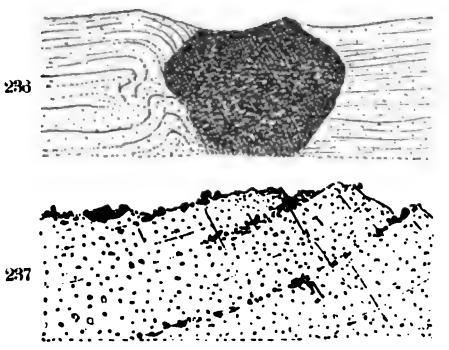
[2]) Monticelli: Vesuv. übers. 1824, p. 48, 233.

[3]) Bimssteintuffe der Trachytvulkane. Wenn man flüssige Ofenschlacken durch einen starken Luftstrom zerstäubt, erhält man Silicat-Kügelchen und Fäden. Dieser „künstliche Tuff" wird in der Industrie mehrfach verwertet. Vgl. Dinglers J. 1877, Bd. 223, p. 70: Über „Schlackenwolle". Mikrosk. Karakteristik verschiedener Tuffe geben Penck: Z. geol. Gesellsch. 1879, p. 567. Diller: Science 1884, 651. Rosenbusch cit.

Digitized by Google

sirungs-Zustande, welcher in der Lava im Momente des Zerstäubens herrschte.

Dass die gemeinen, unveränderten Tuffe leicht als solche erkannt werden, kann man schon daraus schliessen, dass derartige Gebilde bereits von den Geologen des vorigen Jahrhundertes im Gebiete erloschener Vulkane nachgewiesen wurden. Schwieriger ist es, die analogen Gebilde in älteren Formationen nachzuweisen. Da treffen wir diese losen Substanzen meist fest zementirt und oft bedeutend metamorfosirt. Wurden die Tuffe submarin gefördert, so haben sie überdiess das Gepräge eines Sedimentes. Endlich ist zu betonen, dass die, den massigen Tieferuptionen angehörenden Tuffe begreiflicher Weise schon von Anfang an einen anderen Habitus haben mussten als die Tuffe, welche wir heute am festen Lande sich bilden sehen.



Trotz dieser tiefgreifenden Unterschiede haben aber doch mehrere Autoren die Analogie gewisser alter Agglomerat-Gesteine mit den Tuffen unserer Vulkane richtig erkannt. Ich führe einige einschlägige Tatsachen vor:

Beche beschreibt (von Cornwall und Irland) Grünstein-Gebilde, welche mit silurischen und devonischen Schiefern durch Wechsellagerung und Übergänge verbunden sind. Diese Lagen haben mitunter den Karakter eines, aus Andesit-Substanz gebildeten Sandsteines. Beche verweist auf die Analogie dieser Sedimente mit Tuffen und bezeichnet sie geradezu als solche. [1])

[1]) Beche: Theoret. Geol. übers. 1836, p. 24 und Geol. J. 1847, p. 85. Beche: Observer (Vorschule der Geol. 1853, p. 486). Vgl. Naumann, Geogn. 1853, Vol. 2, p. 141. Macculloch und Murchison, Trans. geol. soc. (2) Vol. 6, p. 249, auch Williams (Brit. Assoc. Rep. 1841, 61) bezeichnet diese Lager einfach als Ströme, welche mit Tuffen

Digitized by Google

Mitunter trifft man im bez. Horizont auch Auswürflinge: Fig. 236 ist ein Auswürfling von 0·3 *m* Durchmesser aus dem Carbon (nach Geikie).[1]) Fig. 237 zeigt (z. T. spiralig gewundene) Auswürflinge, welche aus dem Triaskalk (Piz d'Err, Engadin) herauswittern.

Einen gleichen Karakter und gleiche Genesis dürften viele mit Diabasen in Verband stehende klastische Gesteine haben. Diese Gesteine stellen bald Diabasbrezzien dar, bald ist das Material feiner und wohlgeschichtet; Kalksubstanz ist oft beigemengt. Durch Übergänge und Wechsellagerung stehen diese Diabas-Tuffe und „Schaalsteine" mit anderen gleichzeitigen Sedimenten (Grauwacke, Schiefer, Kalkstein) in Verband.[2]) Auch Lossen beschreibt Gesteine vom Harz, welche er als die Tuffe von Diabasen (und Feldspat-Porfyren) bezeichnet.[3])

Eine solche Auffassung der besagten Einlagerungen entspricht den natürlichen Verhältnissen, während der Versuch, jede abnorme Einlagerung schlechtweg als Produkt der Metamorfose zu deuten, als misslungen bezeichnet werden muss. Wenn man annimmt, dass die Metamorfose bankweise verschiedene Textur und verschiedene mineralische Zusammensetzung bewirkt habe, so erklärt sich schliesslich freilich alles; aber wir müssen auch gestehen, dass wir, statt eine Erklärung zu geben, nur einen deus ex machina geschaffen haben.

Ist die Analogie der erwähnten Gebilde mit Tuffen erfasst, so liegt es nahe, einen Schritt weiter zu gehen. Das submarin geförderte Tuffmaterial musste sich weit verbreiten, in grösserer Entfernung von der Eruptionsstelle wurde der feine Tuff abgesetzt, dort entstanden feinschichtige Sedimente,

---

und anderen Sedimenten wechsellagern. Rutley (Q. geol. soc. 1880, p. 285) weist Tuffe im selben Horizonte mit blasigen Grünsteinlaven (Andesiten) nach

[1]) Geikie: Geol. Mag 1864, p. 22 und Geikie: Geology 1882, p. 566.

[2]) Stifft: Leonh. Z. Min. 1825, p. 147, 236. Dechen in Nöggeraths Westfalen, 1822, II., p. 71. Hausmann: Harzgebirge, 1842, p. 23. Sandberger: Nassau 1847, p. 33. Naumann: Geogn. 1850, I, p. 596, II, p. 307, 408

[3]) Lossen: Gesellsch. naturforsch. Freunde. Berlin 1880, p. 7.

Digitized by Google

welche im Laufe der Zeit durch metamorfische Prozesse den Karakter von Schiefern annahmen.

Diese Schiefer können natürlich nicht als Tuffe angesprochen werden; wohl aber wird uns die mineralische Analogie und der Verband mit den gleichzeitigen Eruptivmassen berechtigen, dieselben als tuffogene Sedimente zu bezeichnen.

Wenn man die enormen Mengen von Tuff berücksichtigt, welche manche Vulkane (Krakatau, Sumbawa) bei einer einzigen Eruption liefern, so begreift sich die quantitative Bedeutung der tuffogenen Sedimente. Nicht selten wird fast alles Material zerblasen und wenig feste Massen gefördert (Tuffgebiet von Mittel-Italien etc.). Erfolgt die Förderung submarin oder wird das Material später umgeschwemmt, so entstehen tuffogene Sedimente, deren Genesis in Ermanglung der zugehörigen Eruptivmassen dem Geologen leicht dunkel bleibt.

Insbesondere entgehen die feinen glasigen Partikel, welche lange in der Luft suspendirt bleiben und fern vom Eruptionsgebiete niederfallen, der Beachtung. Murray und Renard verdanken wir den Nachweis der grossen Verbreitung dieser Gebilde im Tiefsee-Schlamm. [1])

Die besagte genetische Beziehung besteht nach meiner Meinung zwischen den Diabasen, massigen Hornblendegesteinen und Serpentinen [2]) einerseits und den grünen Schiefern, Chlorit-, Talk-, Diabas-, Diorit- und Hornblende-Schiefern andererseits (Centralalpen, Elba, Ural, Ostfranken, Fichtelgebirge, Cornwall, Erzgebirge, Norwegen).

---

[1]) Daneben trifft man auch Eisenkügelchen und Bronzit-Chondren, welche unzweifelhaft kosmischen Ursprungs sind. Murray-Renard Volc. ashes and cosmic dust in deap-sea deposits. Nature 1884, Vol. 29, p. 585.

[2]) Studer: Geol. der Schweiz 1851, I., p. 269, 317, 327, 343. Theobald Graub. Naumann: Geologie 1850, II., p. 88, 308, 408 f., 441, 485. Zirkel: Petrogr. I., p. 102, 325 f. II., p. 95 f. G. v. Rath: Z. d. geol. Gesellsch. 1857, p. 240 f. und 1870, p. 591 (Elba). Lossen: Z. geol. Ges. 1872, p. 707: Diabas und grüne Schiefer des Harz. — Z. geol. Gesellsch. 27, p. 194. Über die Einlagerungen von körnigen und schieferigen Hornblendegesteinen in den Schiefern des österr. Erzgebirges be-

Digitized by Google

Ein Umstand scheint in vielen der vorgeführten Fälle unserer Auffassung entgegen zu sein: In einem kleinen Stücke von sog. Tuffen oder tuffogenen Schiefern trifft man nicht selten Mineralgesellungen und Anhäufungen, welche im entsprechenden Eruptivgesteine nicht vorkommen; insbesondere fällt es auf, dass die einzelnen Minerale schichtenweise zur Allein-Herrschaft gelangen. Bei näherer Überlegung sehen wir aber, dass gerade diese Anordnung für unsere Anschauung spricht. Das zerstäubte Material sinkt langsam in der Luft oder im Wasser nieder und muss sich demnach in der Natur gerade so, wie in der Aufbereitungsmaschine des Bergmannes nach Korngrösse und spezifischem Gewichte sondern. Die Mineralien, welche im Eruptivgestein regellos gemengt sind, müssen also in den Tuffen schichtweise angereichert erscheinen. Das verlangt die Theorie und in der Tat finden wir diese Verhältnisse in der Natur oft scharf ausgeprägt. [1])

Dass sich in den Tuffen auch die accessorischen Bestandteile der betreffenden Eruptivmassen finden, ist natürlich. Gewisse Erze kommen sowohl in den Eruptivmassen, als auch in den dieselben begleitenden Sedimenten eingestreut vor. Dieselben können Exhalate oder Exsudate sein, sie können durch Auslaugung der Eruptivgesteine in den Sedimenten gebildet worden sein, sie können durch Verwitterung und Erosion der Eruptivmasse in die Sedimente gekommen sein, sie können aber sammt den bez. Sedimenten tuffogen sein. Die letztere Genesis wird gemeiniglich übersehen. [2])

Porfyrtuff. — Die sogenannten Tonsteinporfyre Sachsens, welche aus abwechselnden Lagen von grobem und zart afanitischem Porfyrmaterial bestehen, werden schon lange als

---

richten: Reuss: Min. Beschr. Böhmen 1801, p. 131; Paulus: Joachimstal, 1820, p. 86 f. erwähnt die porfyrische und schiefrige Struktur, welche diese massigen Ellipsoide gegen die Periferie annehmen. Vgl. Naumann: Erläuter. Karte von Sachsen, 1838, II., p. 222, 245, 272 f. und Jokely: Jb. Reichs. 1857, p. 29, 166, 559 f. Reusch: Metamorf. Norwegen N. Jb. Min. 1887, Beil. Vol. 5, p. 52. Hornblende-Gesteine, welche aus augitischen Grünsteinen und Tuffen hervorgegangen sind.

[1]) Vgl. Beche: Theoret. Geol., übers. 1846, p. 46.

[2]) Bischof: Geol. 1855, II., p. 1900. Groddeck: Erzlagerst. p 94, 276, 296.

Digitized by Google

Porfyrtuffe gedeutet.[1]) Sie enthalten mitunter schlackige Bomben (Credner Geol. 1887, p. 301). Ich möchte ferner auf jene porfyrartigen Sedimente hinweisen, welche mineralogisch und tektonisch mit typischen Porfyren zusammenhängen. Derartige Gebilde trifft man in den Ardennen und Vogesen.[2]) Omalius hält sie für metamorf und Delesse glaubt, die benachbarten Porfyre hätten die Sedimente mit Feldspatsaft durchtränkt; so seien die Sedimente von Feldspaten durchsetzt und mithin den Porfyren ähnlich geworden.[3])

Nöggerath und Dechen beschreiben analoge Verhältnisse von Westfahlen.[4]) Credner beschreibt porfyrische Sedimente aus Nord-Amerika,[5]) Lossen aus dem Harz.

Ich möchte derartige Gebilde, wenn sie im selben Horizonte mit analogen Eruptivgesteinen auftreten, als deren Tuffe bezeichnen; doch verwahre ich mich gegen eine unberechtigte Generalisirung; es ist möglich, dass viele porfyroide Sedimente ihr Material nicht von zerstäubten Eruptivgesteinen erhielten; auch ist es denkbar, dass der Porfyrkarakter nur durch Metamorfose bedingt ist.[6])

Viele Autoren sind dieser Meinung; die einen denken an krystallinische Umlagerung der Sedimente, andere an die Ausscheidung von Stoffen aus den Eruptivgesteinen und Einfuhr dieser Stoffe in die benachbarten Sedimente. Einige gehen so weit, sogar die Eruptivgesteine selbst, welche mit

[1]) Naumann: Geogn. Sachsen, 1838, II., p. 425, und Naumann: Geol. 1850, I., p. 619, II., p. 600 (Gerhard cit.).

[2]) Schiefer mit eingestreuten Feldspaten und Quarzen. Omalius: J. des Mines 94, p. 310. Beaumont: Explic. carte geol. I., p. 260.

[3]) Delesse: Bul. geol. 1853. Vol. 10 und 16.

[4]) Nöggerath, Dechen in Karst. Arch. 1831, p. 95; 1845, p. 367: Versteinerungen wurden in den schieferigen Porfyren gefunden.

[5]) Credner Leonh. Jb. Min. 1870, p. 970.

[6]) Beudant erwähnt Butzen eines porfyrartigen Gesteines im Sandsteine von Fünfkirchen (Beudant: Hongerie III., p. 195). Ähnliche Gebilde beschreiben Credner, Gümbel, Kayser, Lossen. Im Harz trifft man die Porfyroide mit Gneissen und Schiefern in Verband; doch fehlen Eruptivmassen, als deren Tuffe man die porfyroiden Einlagerungen deuten könnte. (Z. geol. Gesell. 1867, 1869, p. 329.) Man kennt auch Vulkane, welche nur Tuffmaterial und keine zusammenhängenden Ergussmassen gefördert haben.

Digitized by Google

den besagten Sedimenten oft durch Übergänge verbunden sind, als Endprodukte dieses metamorfischen Prozesses zu bezeichnen. Dieser Gedankengang wird von Kayser mit Recht verurteilt.[1]) Richtig aber ist es, dass die besagten Sedimente in vielen Fällen bedeutende Wandlungen erlitten haben. Diess bedingt, dass man leicht bei oberflächlicher Beurteilung zu falschen Resultaten kommt.

Lossen hat den richtigen Weg eingeschlagen, indem er:

1. den geologischen Verband der fraglichen Gesteine untersucht;

2. zwischen den primären und secundären (durch Metamorfose erzeugten) Gemengteilen der Gesteine unterscheidet.

Erst, wenn diese zwei Grundfragen beantwortet sind, kann man im einzelnen Falle die Frage nach der Genesis zu beantworten suchen.

Zum Schlusse möchte ich auch die Hälleflinta, den Granulit und den Eurit als Gesteine bezeichnen, deren Karakter und Beziehung (zu Graniten und Porfyren) in vielen Fällen zur Vermutung anregt, diese Gesteine seien tuffogen.[2])

Das Granulitmassif von Sachsen dürfte ein von tuffogenen und hochmetamorfen Sedimenten (Granulit) überkleidetes granitisches Massif sein. Naumann hielt den Granulit für eruptiv, neuere Autoren bezeichnen ihn als Sediment. Lehmann (Kryst. Schiefer 1884) behauptet dagegen, der Granulit sei die äussere Zone eines in die Sedimente eingepressten Granitmassifs; die Granitmassen der Periferie (sowie die anlagernden Gabbros etc.) seien durch die mechanische Gewalt kataklastisch metamorfosirt, zertrümmert und geschiefert worden. S. Credner, Granulit. Erläuter. geol. Sachsen 1884.

Tuffe und tuffogene Sedimente der granitischen Gesteine. — Klastische Gesteine, welche aus den Materialien des Granit, Syenit etc. zusammengebacken sind und noch derzeit durch ihre mörtelartige Beschaffenheit ihre

[1]) Kayser: Z. geol. Gesellsch. 1870, p. 156.

[2]) Vgl. Törnebohm: Jb. Min. 1874, p. 136. 141 f. Diese Gesteine stehen in Schweden mit Granit, Gneiss und Schiefer durch Übergänge in Verbindung.

Digitized by Google

Genesis verraten, trifft man selten. Lyell beschreibt einen Diorittuff aus den Pyrenäen;[1]) Gümbel bezeichnet gewisse klastische Gesteine, welche aus den Mineralen des Granites bestehen, als Granittuff; ich selbst habe mehrere derartige Gesteine im Gebiete von Schlackenwald, Predazzo, Adamello, Elba angetroffen.

Das seltene Vorkommen solcher Tuffe ist natürlich, wenn man die tiefgreifende Metamorfose ins Auge fasst, welche die gleichzeitigen Sedimente ergriffen hat.

Wenn man aber von der Umwandlung absieht, findet man gerade im Bereiche der krystallinen Schiefer viele Gesteine, welche mineralisch und tektonisch in so inniger Beziehung zu den in gleichem Horizonte auftretenden Eruptivmassen stehen, dass ich sie füglich als tuffogene (und hoch metamorfe) Sedimente bezeichnen möchte.

Die sächsischen Geologen haben schon zu Anfang unseres Jahrhundertes Verwachsung und Übergänge zwischen Schiefer, Gneis und Granit beobachtet. In der Folge wurden in anderen Gebieten Erscheinungen dieser Art nachgewiesen. Im Gebiete von Christiania geht an mehreren Orten der gemeine Fyllit in harten Schiefer, dieser in eine afanitische, felsitische Masse (oder in Hornsteinporfyr) über. Das Korn dieses Gesteines wächst in den folgenden Schichten und endlich geht das ursprünglich geschichtete Gebilde in Granit über.[2]) Charpentier beobachtet in den Pyrenäen häufig einen Übergang der Schiefer und Gneise in Granit, mit welchem diese Sedimente wechsellagern.[3]) Studer, Delesse beschreiben, wie die Granitmassen der Alpen gegen aussen in die angelagerten Gneise übergehen. Macculloch und die nordischen Geologen bringen aus ihren Gebieten ähnliche Belege.

Ausser dieser Beziehung ist in vielen Fällen auch eine auffallende mineralische Analogie der metamorfen Sedimente

[1]) Vgl. Raulin: C. R. 1862, Vol. 55, p. 669.

[2]) Keilhau: Gäa Norvegica 1840, p. 36, 45, 61, 74. Karst. Arch. 1837, p. 458.

[3]) Charpentier: Leonh. Taschenb. 1815, p. 151. Charpentier: Pyren. 1823, p. 481. Studer: Geol. d. Schweiz 1851, p. 160 f. Delesse: Bul. geol. (2) VI, p. 230. A. Schmidt: Geol. d. Münstertales 1886, p. 39. Übergänge von Granit in Gneis und Schiefer durch Aufnahme von Glimmer.

Digitized by Google

mit den gleichzeitigen Eruptivgesteinen zu konstatiren: Die Talkgranite der Alpen sind von einer Hülle von Talkgneis umgeben und mit derselben durch Übergänge verbunden; die gemeinen Granite sind mit granitoiden Gneisen [1]) innig verwachsen und verbunden. Die Syenite der krystallinen Regionen hängen mit Syenitgneisen (und entsprechenden Schiefern), die Diorite mit Dioritgneisen, die Tonalite mit Tonalitgneisen zusammen.[2]) (Alpen, Pyrenäen, Ural, Böhmen u. s. f.

Wie die Diabase mit Diabastuffen und Diabasschiefern, wie die Porfyre mit entsprechenden Tuffen zusammenhängen, so stehen eben auch die Granite, Syenite und Diorite mit mineralisch zugehörigen (freilich oft stark metamorfen) Sedimenten [3]) in Verband. Die Analogie berechtigt zu der Frage, ob nicht vielleicht auch diese krystallinen Sedimente als tuffogene Bildungen aufzufassen sind?

Dies ist in der Tat von mehreren Seiten behauptet worden. Nachdem Beche das Vorkommen von Diabastuffen in den alten Schiefergebieten behauptet, versuchte Dana ganz allgemein die Gneise als Tuffe des Granit zu deuten.[4]) A. Knop gibt zu, dass Gneise aus Trachyt-, bez. Granittuff, entstehen können.[5])

---

[1]) Buch: Leonh. Taschenb. 1824, p. 393. Studer: Fys. Geogr. 1844, p. 331. Lory: C. R. 1878, Vol. 86, p. 996.

[2]) Diese mineralischen Analogien sind schon von vielen Autoren hervorgehoben worden. Neuerdings bringen Kontkiewics aus dem südlichen Ural, und Teller aus den Tiroler Alpen interessante Belege (Teller: Jb. geol. Reichs. 1881). Die Übereinstimmung zwischen diesen Eruptivgesteinen und den zugehörigen (tuffogenen) Sedimenten geht oft so weit, dass man dieselben accessorischen Minerale in ein und dem anderen Gestein, sonst aber nirgends im ganzen Gebiet antrifft.

[3]) Die augitischen Eruptivgesteine neigen zu einer Umwandlung des Augites, in noch höherem Grade unterliegen die betreffenden basischen Schiefer dieser Umwandlung, daher man oft augitische Grünsteine, welche noch wenig verändert sind, in einen sedimentären Complex eingeschaltet findet, der gar keinen Augit, sondern nur (secundäre) Hornblende führt. In wenig metamorfen Gebieten trifft man neben augitischen Gesteinen grüne Schiefer, in hochmetamorfen Distrikten dagegen erscheinen die Diabase und Gabbro in Amfibolite eingeschaltet ja selbst amfibolisirt (vgl. Lehmann: Kryst. Schiefer 1884).

[4]) Dana: Americ. J. 1843, Vol. 45, p. 127.

[5]) Knop: Naturwiss. Verein, Karlsr. 1871, p. 37. Murray: Proc. Roy. Soc. Edinb. 1876, p. 247. v. Mojsisovics: Dolomitriffe v. S. Tirol 1879, p. 10.

Digitized by Google

Murray und Mojsisovics glauben gleichfalls, dass vielfach Tuffmaterial am Aufbau der krystallinen Schiefer sich beteiligt habe. Gegen eine weitgehende Verallgemeinerung dieser Deutung ist einzuwenden, dass es weite Gneisgebiete gibt, in welchen die der Theorie nach zu erwartenden Granitmassen fehlen.

Der Gneis hat offenbar gleich so vielen anderen Gesteinen eine verschiedene Genesis gehabt; Lösungsniederschlag, Tiefseeschlamm, grober Detritus und Tuff von entsprechender Zusammensetzung können zu Gneis metamorfosirt werden; unter solchen Umständen muss natürlich die Entscheidung von Fall zu Fall wechseln, und gewiss wird jeder Forscher, welcher nur eine Genesis behauptet, den Vorwurf der Einseitigkeit verdienen.

Ich beschränke mich darauf, hervorzuheben, dass die granitischen Gesteine oft von metamorfen Detritusgesteinen begleitet werden, welche mit ihnen offenbar stofflich, wie genetisch zusammenhängen, also z. T. als secundäre, z. T. als primäre Detritusmassen (Verwitterungs-, bez. Eruptiv-Detritus oder Tuff) der betreffenden Eruptivgesteine gedeutet werden müssen. Die Ergüsse werden von diesen, ihnen mineralisch ähnlichen Sedimenten bedeckt oder sie wechsellagern mit denselben. Druck, Durchtränkung und Durchwärmung bewirken in den bez. Sedimenten eine krystalline Metamorfose, welche unter Umständen soweit gehen kann, dass die Sedimente schliesslich eine Textur erhalten, welche wenig abweicht von jener der Eruptivmassen.

Übergänge und Facies-Wechsel. — Es wurde hervorgehoben, dass die miteinander wechsellagernden und einander mineralogisch gleichenden Eruptivmassen und Sedimente nicht selten ineinander übergehen. Diese Erscheinung hat eine verschiedene Deutung erfahren und verdient eine besondere Besprechung.

Der Fall liegt hier, wenn man ihn allgemein fasst, folgendermassen: Man hat zwei verschiedene Gesteine vor sich, welchen eine wesentlich verschiedene Entstehung zugeschrieben wird. Diese Gesteine von verschiedener Genesis hängen aber untereinander durch Übergänge zu-

Digitized by Google

sammen. Welche Vorstellung bildet sich in uns, wenn wir diese Erscheinung erklären wollen?

Wie die Literatur zeigt, sind die folgenden Auflösungen möglich:

1. Man betrachtet die Genesis des Eruptivgesteines als unzweifelhaft und verfolgt nun die Übergänge: Man sieht, wie sich die Gemengteile allmählig parallel anordnen.[1]) Es entstehen geschichtete Eruptivgesteine, deren Grenze gegen die analogen echten Sedimente oft gar nicht nachgewiesen werden kann.[2])

2. Geht man von der Betrachtung der Sedimente aus, so gelangt man begreiflicher Weise zu einer entgegengesetzten Anschauung: Man sieht, wie die Sedimente ein immer gleichmässigeres Korn bekommen; die Schichtung tritt zurück, das geschichtete Gebilde geht in ein massiges über, welches aber in Folge unseres Gedankenganges doch auch sedimentär sein muss.

Wir sehen: während wir früher die geschichteten Übergangsglieder als eruptiv erklärt, kommen wir bei dieser Methode des Denkens zu dem Ergebnisse, dass die massigen Gesteine einen sedimentären Ursprung haben.[3])

3. Die dritte Methode des Gedankenganges besteht darin, dass man von vornherein annimmt, dass die massigen Gesteine eruptiven, die geschichteten aber sedimentären Ursprung haben und dass die Übergänge zwischen beiden erst im Laufe

---

[1]) Dies kommt bei Eruptivgesteinen häufig vor (Plattung, Schlieren, Fluctuation, Clivage).

[2]) Diesen Gedankengang verfolgt Conybeare (Ann. of. Phil. new. ser. VI, p. 37). Er bezeichnet die geschichteten Übergänge als texturelle Modificationen der Eruptivmassen. Auch Naumann (Jb. Mineral. 1844. p. 444) betrachtet viele mit Granit verbundene Gneise als flaserige Kruste der Granite (vgl. Naumann: Geol. 1855, II., p. 215).

[3]) Diese Ansicht vertreten: Boase (Geol. Cornwall 1832, p. 292), Keilhau (Gäa Norwegica 1840, p. 45, 61); Dana (Americ. J. 1843, Vol. 45, p. 104); Virlet, Fournet, Erdmann (Z. geol. Ges. 1849, p. 131); Bischof (Geologie, 1. Aufl., II., p. 1003); Ansted (Brit. Assoc. Rep. 1867, II., p. 54). Ein Teil dieser Forscher behauptet, das massige Glied sei in diesem Falle erst nachträglich durch Metamorfose aus den Sedimenten gebildet worden.

Digitized by Google

der Zeit durch Metamorfose bewirkt wurden. Macculloch [1]) ist dieser Ansicht, und zwar glaubt er, dass die Hitze des Eruptivgesteines ein Umkrystallisiren und Verschweissen der Sedimente mit den anlagernden Massengesteinen bewirkt habe.

Ich schliesse mich dieser Erklärung an und verweise auf meine bezügliche Auseinandersetzung, welche ich in der Abhandlung über Hangendcontact gebe. Dort zeige ich, wie ein von Sedimenten (Tuff und Schlamm u. s. f.) überlagerter und durch Nachschübe heiss erhaltener Strom mächtige Wandlungen in den hangenden Sedimenten bewirken kann. Die letzteren werden im selben Masse, als sie an Mächtigkeit zunehmen, von feuchter Glut durchdrungen; es spielen sich dieselben Vorgänge ab, wie in Daubrées Glasröhre. Umlagerungen und Neubildungen werden platzgreifen; das lose Gebilde wird immer compacter, es wird endlich zu einem festen Gestein metamorfosirt. Die ursprüngliche Schichtung mag sich zum Teile erhalten; zum Teile aber wird sie gewiss in Folge der Umlagerungen verlöscht.

Diese Umwandlung wird natürlich am stärksten im unmittelbaren Contacte sein. Fügen wir hinzu, dass die hangenden Sedimente häufig aus den Tuffen der unterlagernden Massengesteine bestehen, diesen also mineralisch gleichen, so kommen wir zu dem Ergebnisse, dass im Contact zwei texturell und mineralisch einander ähnliche Gesteine aneinandergrenzen müssen. Dass diese beiden Gebilde schliesslich ineinander verfliessen können, ist klar: Die Kruste, welche ehedem bestand, wird in Folge der durchdringenden feuchten Hitze erweicht und diese Auflockerung kann zu einer Verschweissung und endlich zu einer Verlöschung der ursprünglichen Grenzflächen führen.[2])

So entstehen nach meiner Meinung jene merkwürdigen Übergänge zwischen Eruptivgesteinen und Sedimenten, über deren Genesis so verschiedene Meinungen und so viele Zweifel ausgesprochen worden sind. In der Praxis wird es oft un-

[1]) Macculloch: Geol. 1831, Vol. I., p. 211.

[2]) In einer grossen Zahl von mir beobachteten Fälle ist die Metamorfose allerdings nicht soweit gegangen.

Digitized by Google

möglich sein, die Grenze zwischen schlierigen und flaserigen Eruptivgesteinen und analogen Sedimenten scharf zu ziehen; die Betrachtung der tektonischen und der petrografischen Verhältnisse dürfte aber selbst in verwickelten Fällen zu einem befriedigenden Einblicke in die Genesis solcher Gebilde führen.[1])

Übergang der Eruptivgesteine in Kalk. — Brochant hat im Gebiete des Mt. Blanc ein aus Feldspat und Kalk bestehendes porfyrartiges Gestein nachgewiesen. Drée findet in der Bretagne Granite, welche an ihrer äusseren Grenze Kalk als Gemengteil aufnehmen, wodurch ein Übergang in die benachbarten Sedimente bewirkt wird; dieselbe Erscheinung beschreibt Cordier.[2])

Studer beobachtet in den Tessiner Alpen eine so innige Übergangs-Verknüpfung von Granit, Gneis und Kalksedimenten, dass er eine gleichzeitige Entstehung all' dieser Gebilde anzunehmen geneigt ist[3]) u. s. f.

Ich erkläre mir diese Erscheinungen im Anschlusse an die vorgehenden Ausführungen folgendermassen:

Der Massenerguss wurde von Tuff und Schlamm bedeckt. Auch Kalksedimente bildeten sich; die Kalkteile traten zuerst als isolirte Einstreulinge, dann in zusammenhängenden Bänken auf. Durch intrusive Nachschübe und durch Übergüsse wurde der ganze Complex metamorfosirt, Tuff und Schlamm wurden zu Schiefern, Gneisen und granitoiden Gesteinen. Die Kalkbänke wurden zu Marmor, die Tuffschichten aber, in welchen nur wenig Kalk eingestreut war, wurden in granitoide Gesteine mit Calcit als wesentlichem Gemengteil verwandelt.

[1]) Von Interesse sind gewisse durch Übergänge mit dem Schiefer verbundene Einlagerungen von Granit im Schiefer. Ich glaube, dass hier oft verschiedene Dinge unter einen Namen gebracht werden. Es ist möglich, dass man es mit eingelagerten Granitergüssen zu tun hat: auch können es Tuffeinlagerungen oder von Tuffen über- und unterlagerte Granitergüsse sein. Ob es derartige „Lagergänge" gibt oder ob solche Gebilde durch schichtweise wirkenden Metamorfismus erzeugt werden können, wie mehrfach behauptet wird, lasse ich dahingestellt.

[2]) Cordier: Observ. mineral.

[3]) Studer: Geol. Schweiz 1851, I., p. 390.

Digitized by Google

Analoge Bildungen treffen wir begreiflicher Weise auch in Verband mit Syenit- und Dioritttuffen u. s. f.[1])

Facieswechsel. — Wir haben bisher nur die Beziehungen der Tuffe und tuffogenen Gesteine zu den entsprechenden Eruptivmassen ins Auge gefasst. Nun muss hervorgehoben werden, dass diese zusammengehörigen Gesteine in der Natur oft in Verband stehen mit wesentlich anders gearteten Gebilden. Insbesondere erscheinen die basischen Massen häufig durch Übergänge und Wechsellagerung mit kieselreichen Massengesteinen und Schiefern verbunden. In solchen Fällen scheint es auf den ersten Blick oft unmöglich, die Zusammengehörigkeit und Chronologie der verschiedenen Gebilde zu fixiren. Die folgende Ableitung befähigt uns aber in vielen Fällen zur Lösung der Frage:

Am Meeresboden werde Granit gefördert; als begleitende Facies bildet sich ringsum Tuffschlamm (Schiefer, Gneis). Nun wird eine basischere Schliere nachgeschoben. Das entsprechende basische Tuffmaterial mengt sich dem kieselreichen Tuffschlamm bei und überlagert ihn. In der Folge kommt wieder granitisches Material und entsprechendes Sediment zur Herrschaft. Später wird das ganze System metamorfosirt; die Sedimente werden zu Schiefern und Gneisen. Da sehen wir nun einen der vorerwähnten Fälle, welche uns so häufig aufstossen, abgeleitet: Ein Gneis- (Granit-) Gebiet mit eingeschalteten basischen Massengesteinen und Schiefern. Alle diese Gebilde mögen, da sie einem einheitlichen Prozesse angehören, untereinander verbunden sein; trotzdem sind sie aber keine Einheit, sondern wir können ganz wohl einzelne Horizonte unterscheiden.

Die basischen Einlagerungen, obwohl durch Übergänge mit dem Hangenden und Liegenden verbunden, können doch isolirt betrachtet werden; dann lösen sich die Schwierigkeiten.[2])

[1]) Ich rechne hierher die Pseudodiorite mit eingewachsenem Calcit, welche Behrens und Zirkel kennen gelehrt. Behrens: N. Jb. Mineral. 1871, p. 460. Rosenbusch: Mikr. II., 247.

[2]) In den Gneis- und Granulitgebieten der Alpen und von Sachsen finden sich viele derartige Einlagerungen von Hornblende-, Augit- und Olivingesteinen mit zugehörenden tuffogenen Sedimenten. Als solche fasse

Digitized by Google

Kataklastische (dynamo-metamorfe) Bildungen. — Beachtenswert ist, dass auch durch mechanischen Metamorfismus (zertrümmernde Verschiebungen) aus Eruptivmassen sowohl, als auch aus Sedimenten Gesteine entstehen können, welche den tuffogenen Sedimenten gleichen. (Gesteine mit kataklastischer Mörtel- und Clivage-Struktur.) Die Bedeutung dieser Vorgänge wurde eingehend von Törnebohm, Becke, Lehmann u. a. studirt, doch geht Lehmann in der Generalisirung dieser Beobachtung zu weit. Mehrere Forscher, welche sich die Tuffbildung bei Tiefergüssen nicht vorstellen können, suchen viele Gesteine, welche ich als tuffogen bezeichne, als dynamo-metamorfe, kataklastische Bildungen zu deuten.[1])

Eruptive Tief- und Seicht-Facies; Tiefgesteine und Laven.[2])

Unter hohem Druck werden die Liquida im erstarrenden Magma zurückgehalten, wodurch die krystalline Lagerung begünstigt wird. Dasselbe Magma, welches an der Erdoberfläche mit dem Habitus der Lava erstarrt, nimmt in der Tiefe granitische Textur an. Die erste (allerdings unklare) Äusserung in diesem Sinne treffe ich bei Desmarest, welcher beobachtet, dass Granit in Lava eingeschlossen, an den Grenzflächen gefrittet war und in die Lavamasse übergieng. Hieraus glaubt der Autor schliessen zu dürfen, dass die Lava in Folge eines Schmelzprozesses aus dem Granit hervorgeht. Er hält

ich auf die grünen Schiefer, Hornblendeschiefer, Diorit- und Diabasschiefer, die Augitschiefer und sog. Trappgranulite, deren Zugehörigkeit zu den basischen Massengesteinen bereits mehrfach betont wurde. Vgl. Reuss: Jb. Mineral. 1840, p. 134. Keilhau: Gäa, p. 129, über Hornblende-Einlagerungen. Über den sog. „Trappgranulit" berichten Stelzner: Jb. Mineral. 1871, p. 244. Credner: Z. geol. Gesell. 1875, p. 194. Rosenbusch: Mikr. II., 48.

[1]) Rosenbusch: Mikr. Gesteine 1886, p 157, 244.

[2]) Rosenbusch, welcher neuerdings die „Tiefengesteine" in seiner Mikr. der Gesteine (1886) ausscheidet, giebt der petrografischen Forschung hiermit eine tiefere, genetische Grundlage. Doch hält dieser Forscher derzeit noch an dem Theorem fest, es gäbe nur intrusive Tiefgesteine: er läugnet demgemäss auch die Existenz von Tuffen der granitischen Gesteine

Digitized by Google

den Granit für den Urstoff, welcher local durch die unterirdischen Gluten geschmolzen und dann als Lava zur Eruption gebracht werde. Die Lava wurde demgemäss als „vulkanisirter Granit“ bezeichnet. Klarer ist Hamiltons Äusserung, welcher behauptet, die Lava, welche in der Tiefe (im Eruptionskanal) erstarre, müsse compacter sein,[1]) als das in Strömen abfliessende Magma. Im grossen Stile wurde der genetische Zusammenhang und Gegensatz zwischen Granit und Lava aber erst durch Hutton gefasst.[2]) Dieser Autor verband mit Descartes' Lehre vom feurigen Ursprung der Erde die eigenen Beobachtungen über das gangförmige Vorkommen des Granites. Er betrachtet dieses Gestein im Anschlusse an andere Forscher als Basis der jüngeren Formationen, als Kern der Erde. Das gangförmige Auftreten des Granites bewies ihm, dass derselbe eruptionsfähig sei. Nun entstand aber die Frage, warum dieses Eruptivgestein sich so wesentlich unterscheidet von den Laven. Hier beruft sich der Autor auf die Tatsache, dass der Granit unter anderen Gesteinen angetroffen werde; offenbar sei gerade diese Art des Vorkommens entscheidend für die granitische Textur: der Druck, welchen die überlagernden Gesteinsmassen auf den Granit ausüben, begünstigt nach Huttons Ansicht offenbar das krystalline Erstarren. Bellevue[3]) ist gleichfalls der Ansicht, dass die texturelle Verschiedenheit der Eruptivgesteine auf den verschiedenen Grad des Druckes und den Gang der Abkühlung zurückzuführen sei. Dieser glückliche Gedanke war seinerzeit zu wenig begründet, um sich allgemeinen Eingang zu verschaffen; wir sehen deshalb die Forscher der folgenden Zeit andere Wege gehen; nur wenige schlossen sich Huttons Anschauungen an. Buch[4]) beobachtet, dass die Domite dieselben Minerale enthalten, wie die Granite, auf denen sie ruhen und spricht die Meinung aus, die Granit-

[1]) Desmarest: Hist. Acad. Paris. 1771, 1773. Andere Autoren hielten die Laven für durch Glut erweichte Grauwacken, Schiefer etc.

[2]) Hutton: Phil. Trans. Edinb. 1788 und Hutton: Theory of the earth. 1795.

[3]) Bellevue: J. de Phys. 1805 und Molls Efemeriden. III. 109.

[4]) v. Buch: Geognost. Beob. 1809 II, p. 243, 252.

Digitized by Google

substanz sei durch Feuer und Dämpfe local erweicht und aufgetrieben worden. Faujas [1]) meint übereinstimmend, die Porfyre und Laven seien als durch Glut erweichte und aufgetriebene Granite zu betrachten. Fleuriau und Cordier [2]) filosofiren zwar nicht über die Ursachen des Unterschiedes zwischen den vulkanischen und „plutonischen" Gesteinen, dafür suchen sie die unterscheidenden Merkmale beider festzustellen. Als solche führen sie auf: 1. dass die plutonischen Gesteine Quarz und Orthoklas führen, welche Minerale man in den Laven nicht treffe, 2. seien die Laven oft schlackig und porös, die Wandungen der Poren seien mit einem glänzenden Überzug versehen, was bei den plutonischen Gesteinen nicht vorkomme, 3. die Laven seien im allgemeinen basischer, sie führten mehr Eisen und Alkalien und gelatinirten leichter mit Säuren.

Scrope [3]) und Necker entscheiden sich im Anschlusse an ihre Vorgänger dafür, dass das Magma an der Erdoberfläche porös und z. T. amorf, unter Druck aber compact und krystallin erstarren müsse. Lyell [4]) spricht in den ersten Auflagen seiner Geologie die Ansicht aus, in der Tiefe der Gänge müsse das Magma dem Druck entsprechend compacter erstarren, in sehr grosser Tiefe sei sogar eine Verfestigung des Magma zu Granit wahrscheinlich. Dana [5]) ist gleichfalls der Ansicht, dass die Eruptivmassen unserer Vulkane in namhafter Tiefe granitisch erstarren müssten. Die theoretischen Anschauungen von Judd bespreche ich a. a. O.

Bathygene Massenergüsse.

Dass diese Ausführungen nicht bloss für die unter hohem Druck erstarrenden Gangmassen, sondern auch für die in tiefer See erfolgenden Ergüsse gilt, ist selbstredend. Scrope

[1]) Faujas: Essais 1809. II, p. 402.

[2]) Cordier: J. de Phys. Vol. 51, 60, 83.

[3]) Scrope: Volcanos. 1825, p. 112. Necker cit. in Bischofs Wärmelehre. 1837, p. 310.

[4]) Lyell: Principles. 1830. III, p. 362.

[5]) Dana: Americ. J. 1846. II, p. 252. Weniger klar, doch von richtigen Ideen geleitet, äussert Jukes (Min. and Geol. in der Encycl. Bri-

Digitized by Google

denkt sich das Fänomen einer submarinen Eruption (ebenso wie jenes einer terrestrischen) bedingt durch die Entfesselung von Gasen.[1]) Diese sei um so reichlicher, je seichter; um so kärglicher, je tiefer die See über der Ausbruchmasse laste. Im ersten Falle müssten die entweichenden Gase von den bedeckenden Wassermassen condensirt werden. Im zweiten Falle hingegen müssten die durch Druck zurückgehaltenen Liquida dem Magma eine bedeutende innere Beweglichkeit erteilen.[2]) Dana kommt bei Besprechung der lösenden und krystallisirenden Wirkung überhitzten Wassers zu dem Ergebnisse, dass in tiefer See sowohl die Ergüsse, als auch die mit denselben in Contact tretenden Gesteine in Folge der heissen Durchtränkung krystallinische Textur erhalten werden (Granit und Gesteine in dessen Contact). In geringerer Tiefe wird der Erguss den Karakter von Porfyr bez. Lava annehmen.

Der Druck, welcher das Magma beherrscht, ist wesentlich verschieden, je nachdem die betreffenden Massen von Gesteinen oder Wasser überlagert werden. Bei flüchtiger Betrachtung sollte man meinen, dass der Druck, welchen die Gesteine ausüben, durch deren spez. Gewicht bestimmt werde, dass also eine Gesteinssäule einen nahezu dreimal so grossen Druck ausübe, als eine gleich hohe Wassersäule. Das trifft aber für die Beziehungen, welche hier erörtert werden, nicht zu. Die überlagernden Gesteine sind z. T. porös und zerklüftet und oberhalb des Grundwasser-Spiegels sind diese Interstitien mit Luft erfüllt; unter solchen Umständen kann das Magma aber offenbar seine unter hohem Druck gefesselten Liquida abgeben und das Gestein wird demgemäss mit dem Habitus der Lava erstarren. Erst unterhalb des Grundwasser-Spiegels tritt der normale hydrosta-

tannica): Wenn wir eine Lavamasse in die Tiefe der Erde verfolgen könnten, würden wir sehen, wie sie allmählig mit zunehmender Tiefe in Granit übergeht.

[1]) Scrope: Volcanos. 1825, p. 37. II. Aufl. 1862, p. 240.

[2]) Scrope: Volcanos. 1825, p. 177. Beche: Vorschule Geol. 1852, p. 334. Zirkel: Petrogr. 1866. II. 407 bringt Litteratur bez. der hydatopyrogenen Entstehung des Granites.

Digitized by Google

tische Druck ein und in namhafter Tiefe unterhalb dieses Horizontes nimmt das Magma granitische Textur an. Der Horizont des Grundwassers dürfte in der Basis der Vulkane gemeiniglich mit einer sanften Wölbung ansteigen; das Magma wird in den Gängen, soweit dieselben oberhalb dieses Wasserspiegels liegen, als Lava erstarren und erst in grösserer Tiefe macht sich die Wirkung des hydrostatischen Druckes geltend. Bis zur Basis des Vulkanes werden alle Gesteine den Habitus der Lava aufweisen, trotzdem eventuell über den tiefsten Massen eine Gesteinssäule von einigen 1000 Metern lastet [1]) und erst tief unterhalb der Basis des Berges dürfen wir granitisch erstarrtes Magma erwarten. Die Region des, die krystalline Erstarrung bedingenden, hydrostatischen Druckes richtet sich also in allen Fällen nach dem Wasserstand (Meeresnivo bez. Grundwasserspiegel) und zwar entspricht je 10 Meter Wassertiefe dem Drucke einer Atmosfäre. In wenigen 100 Meter Tiefe herrscht schon ein Druck, welche einen Teil der Liquida zurückhalten und mithin das krystalline Erstarren begünstigen muss.

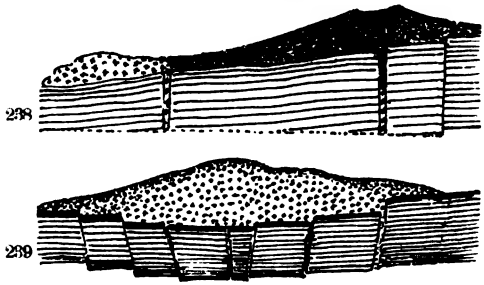
Die Erfahrungen im Gebiete von Predazzo bestätigen dies. Während des Muschelkalkes wurden Ergüsse gefördert, welche krystallin erstarrten, während der obere Trias (Wengenerhorizont) wuchsen, wie v. Mojsisovich nachweist, rings um das Senkungsfeld mächtige Riffe, welche uns das damalige Meeresnivo anzeigen. Das Magma, welches zu jener Zeit in geringer Meerestiefe zum Erguss kam, hat den Habitus der Lava (Andesit und Melafyr), in grösserer Tiefe trifft man aber Gesteine von porfyrischer und granitischer Textur. Die während des jüngeren Zeitalters erfolgenden Nachschübe (im Granitmassif des Mulat) haben granitische Textur, besitzen aber in ihren äusseren Teilen neben Flüssigkeits- auch Glaseinschlüsse, während die in der Tiefe des Senkungsfeldes liegenden krystallinen Ergussmassen nur Flüssigkeits-Einschlüsse aufweisen. Über dem Granit des betreffenden Gebietes liegt der gleichfalls vollkrystalline, augithaltige Diorit (Mon-

[1]) Im Grunde des 2000 Meter tiefen Einsturz- und Explosions-Kraters von Palma trifft man deshalb in allen Gängen nur Gesteine vom Karakter der Lava (Reiss cit).

Digitized by Google

zonit), über diesem aber folgen im höchsten Horizont die Melafyre.[1])

Die Tiefe, in welcher das basische Magma vollkrystallin erstarrte, beträgt in diesem Falle nur ein paar 100 Meter, während das kieselreiche Magma bei viel beträchtlicherem Drucke (500 Meter unter dem Wasserspiegel) noch zwischen Porfyr und Granit schwankt. Das basische Magma erstarrte also in diesem Falle unter einem Drucke von 20 Atm. schon krystallin, während das kieselreiche selbst unter 50 Atm. Druck nur schlierenweise granitisch ausgebildet ist und erst in beträchtlich grösserer Tiefe durch und durch granitisch erstarrt.



Dass dies Beispiel nicht als allgemeine Norm dienen kann, ist klar, da ja das krystalline Erstarren des Magma nicht bloss von dem hydrostatischen Druck, sondern auch von dem Maass der Durchtränkung und endlich von der (durch die Masse bedingten) Dauer der Abkühlung abhängt.[2])

Ausser dem Wasserdruck kommt bei grossen Eruptivmassen auch der magmatische Druck zur Geltung. Ein 1000 Meter mächtiger Magma-Erguss wird begreiflicher Weise auch wenn er an die Erdoberfläche gefördert wird und daselbst erstarrt, in gewisser Tiefe krystallin und mit bathygenem Karakter erstarren. Über die Tiefe der kritischen Zone liegen für diesen Fall noch keine massgebenden Beobach-

[1]) Es wäre interessant, die Struktur der Melafyrgänge, welche in der Tiefe des Senkungsfeldes (an der Südseite des Mulat, aufgeschlossen sind, zu untersuchen; sie müssten in den tieferen Horizonten eine andere Textur aufweisen, als in der Höhe.

[2]) Becker (Texture of mass. rocks A. J. 1887, Jan. p. 51) hebt hervor, dass in manchen Gebieten granitische Ergüsse, welche über 1000 Meter tief aufgeschlossen sind, in allen Horizonten porfyrische Schlieren enthalten und folgert hieraus, dass ausser dem Druck auch der chemische Bestand und die Imprägnation entscheidend ist.

Digitized by Google

tungen vor. Fig. 238, 239 veranschaulicht schematisch die bez. Verhältnisse. Lava dunkel. Granit gekreuzt.

Karakteristisch und genetisch bedeutungsvoll sind die Flüssigkeits-Einschlüsse der granitischen Gesteine einerseits und die Gasporen der Laven anderseits. Die Metallgüsse, welche Gase enthalten, erstarren bekanntlich porös, weshalb die Gussmetalle ein geringeres spezifisches Gewicht als die Schmiedmetalle aufweisen; unter hohem Druck aber wird die Expansion der Gase verhindert und der Guss erstarrt dementsprechend compact. Die Metallurgen setzen deshalb an den Guss ein hohes Eingussrohr, wenn sie einen soliden Metallkörper erhalten wollen.[1])

Entsprechend verhalten sich auch die Laven; bis zu mässiger Tiefe trifft man in denselben neben Glas-Einschlüssen auch Gasporen; unter höherem Druck werden die Poren immer kleiner, in granitischen Gesteinen endlich nehmen die Liquida das geringste Volumen ein: statt der Gasporen trifft man nur Flüssigkeits-Einschlüsse. Schon Breislak[2]) hatte beobachtet, dass der Quarz mancher Granite Flüssigkeitstropfen beherberge und hatte hieraus geschlossen, dass bei der Bildung des Granites ausser dem Feuer auch das Wasser mitgewirkt habe. Brewster weist nach, dass manche Einschlüsse ein geringeres Lichtbrechungs-Vermögen und spezifisches Gewicht als Wasser, andererseits aber einen auffallend grossen Ausdehnungs-Coëfficienten aufweisen[3]); Simmler verweist darauf, dass die Flüssigkeit liquide Kohlensäure sein müsse.[4]) Sorby's optische und Vogelsang's[5]) spectral-analytische Untersuchungen gaben den Beweis. Wasser (Salz-

[1]) Whitworth wendet hohen Druck an, um compacte Stahlgüsse zu erzielen. Das im Ansatzrohr erstarrte Metall ist porös: der Giesser schlägt diesen „verlorenen Kopf" nach erfolgtem Guss ab.

[2]) Breislak: Inst. Geol. I., p. 68 und Davy über Flüssigkeits-Einschlüsse im Quarz. Phil. Trans. L. 1822, p. 367.

[3]) Brewster: Phil. trans. Edinb. 1824. Vol. 10, p. 1. Pog. Ann. 1826, Vol. 7.

[4]) Simmler: Pog. 1858, Vol. 105, p. 462. Literatur bringt Söchting, Z. Ges. Nat. 1859, XIII, p. 417.

[5]) Sorby: Q. Geol. Soc. 1858, p. 468. Proc. R. Soc. 1869, p. 291. Vogelsang: Pog. 1869, Vol. 137, p. 56. Vgl. Zirkel, Rosenbusch.

Digitized by Google

lösungen) und liquide Kohlensäure treten als Einschlüsse mitunter massenhaft vor.[1])

Das Verhältniss der Kohlensäure zum Wasser ist unter den betrachteten Bedingungen besonders beachtenswert. Ein Vol. H_2O absorbirt bei normalem Druck ein Vol. CO_2, bei zunehmendem Druck steigt aber die Absorption nicht proportional dem Druck, sondern in geringerem Masse: bei 20 Atm. werden nicht 20, sondern nur 17 Vol. CO_2 absorbirt, bei 30 Atm. nur 23 Vol. u. s. f.[2]) Schliesslich wird die Absorption ziemlich stationär und wenn ein Überschuss von CO_2 vorhanden ist, wird derselbe neben dem Wasser als gesondertes Liquidum abgeschieden.

In den Flüssigkeits-Einschlüssen trifft man häufig eine Gaslibelle, aus deren Grösse Sorby einen Schluss auf die Erstarrungstiefe zu ziehen versuchte. Diese Folgerung ist aber unzulässig, da ja hier offenbar nicht bloss die Contraction der Flüssigkeit, sondern auch jene des erstarrenden Gesteines zu beachten ist und überdiess die Gegenwart geringer Mengen schwer verflüssigbarer Gase den Vorgang wesentlich verwickeln.

Die mikroskopische Untersuchung hat auch Salzkrystalle in den Flüssigkeits-Einschlüssen nachgewiesen, welche sich beim Erwärmen z. T. auflösen. Sorby[3]) beobachtet in einem Falle viermal so viel Na Cl-Krystalle (?) in einem Flüssigkeits-Einschluss als unter normalen Verhältnissen in der gleichen Menge Wasser gelöst werden könnten. Unter hohem Druck und bei hoher Temperatur löst das Wasser eben eine grössere Menge von Salzen; das Magma ist durchtränkt von gesättigten Lösungen, und zwar enthalten die Liquida des Magma mehr Salze bez. Silicate als sie unter normalen Verhältnissen lösen können.

Ende eines Ausbruchs.

Wir kennen Vulkane, welche seit langen Zeiten gleich-

[1]) Pfaff: Pog. 1871, Vol. 143, p. 616. Vollkrystalline Gesteine enthalten 0·1 bis 1·8 % Flüssigkeits-Einschlüsse.

[2]) Wroblewski: Pog. 1883, Vol. 18, p. 297. Der Absorptions-Coëfficient wird überdiess durch die Gegenwart von Salzen wesentlich vermindert.

[3]) Sorby: Q. J. Geol. Soc. 1858, p. 481.

Digitized by Google

mässig tätig sind (Stromboli, Bourbon). Diese Fälle aber, welche eine lange andauernde Gleichartigkeit des geförderten Magma sowie tektonische Stabilität voraussetzen, sind selten. Gewöhnlich stockt die eruptive Tätigkeit, nachdem eine Reihe oft sehr wechselvoller Steigerungen und Nachlässe der Ausbruch-Erscheinungen sich abgespielt haben. Die Stockung kann begründet sein in einer Dislocation der Spalte, wodurch die Gangweitungen unterbrochen oder doch örtlich so verengt werden, dass der Andrang gehemmt wird. In diesem Falle wird der Wärme-Verlust der höheren Partien nicht genügend ersetzt durch neuerlichen Nachschub und es tritt Erstarrung ein.

Wäre diese Ursache des Abschlusses häufig, so müsste man oft Erdbeben constatiren, welche dem Ende eines Ausbruches vorhergehen. So oft aber auch der Beginn eines Ausbruches durch Erschütterungen (in Folge von Verrückungen) eingeleitet wird, so selten scheint der Abschluss mit Erdbeben zusammenzuhängen. Wir müssen also nach einer anderen Ursache suchen, und hiefür dient uns als Fingerzeig der so häufige und auffällige Wechsel der Erscheinungen während der Dauer eines Ausbruches. Diess, sowie die oftmalige Änderung der geförderten Massen zeigt uns, wie das Magma schlierenweise verschieden gemischt sein muss. Diese wechselnde Beschaffenheit ist aber Ursache einer verschiedenen Beweglichkeit und hiemit hängt die Erledigung der vorliegenden Frage zusammen.

Wird durch die reichlichere Durchtränkung oder höhere Basicität einer Schliere eine erhöhte Beweglichkeit und leichte Förderung derselben bedingt, so ist anderseits der Eintritt einer minder beweglichen Schliere Ursache der Verlangsamung und Beruhigung des Ausbruches; eine zähe Schliere aber wird die Eruption möglicherweise endgiltig abschliessen. — Diese Aufeinanderfolge immer ruhigerer Ausbruchs-Fasen lässt sich in der Natur oft beobachten. Nachdem mehrere reich imprägnirte und demgemäss zerstäubende Schlieren gefördert sind, kommt gewöhnlich eine weniger imprägnirte zur Förderung, was sich in der Tatsache ausdrückt, dass die Detritus-Schüsse seltener werden, dann aufhören und zuletzt ein ruhi-

Digitized by Google

ges Ausfliessen von Lava platzgreift, bis auch dieses ins Stocken kommt. In diesem Falle waren die späteren Förderungs-Massen weniger durchtränkt, also auch schwerer beweglich als die ersteren.

Dass die chemische Constitution gleichfalls einen Einfluss habe, kann man aus der Beobachtung folgern, dass die Ausbrüche des Vesuv regelmässig dann ihren Abschluss erreichen, wenn auffallend helle Tuffmassen gefördert werden;[1] offenbar sind die leuzitreichen Schlieren zäher als die augitreichen Massen und die Eruption stockt deshalb häufig, wenn eine leuzitreiche Schliere in den Förderungschlot eintritt. Hierher gehört endlich auch die Tatsache, dass in vulkanischen Gebieten, in welchen Gesteine von verschiedener Zusammensetzung zur Förderung kamen, meist der kieselreiche, mithin zähe Trachyt oder Liparit als jüngstes, die Eruptions-Epoche abschliessendes Gestein auftritt.[2]

Tektonische und genetische Beziehungen der verschiedenen Eruptiv-Facies.

Der Verband der mineralogisch oder texturell verschiedenen Eruptiv-Facies wird durch die Genesis derselben bedingt. In Gängen liegen die verschiedenartigen Massen parallel der Wandfläche, in Ergüssen parallel der Ergussfläche; in Kuppen erscheinen die successiven Nachschübe domförmig ineinander eingeschaltet.

Ein Beispiel der letzteren Art bietet der Ballon d'Alsace, ein granitisches Massif, welches in seinen centralen Teilen aus Syenitgranit besteht, während seine äusseren Partien Diorit aufweisen; local herrscht in der Periferie auch die Porfyr-Facies des letzteren Magma (Hornblendeporfyr).[3] In vielen Fällen werden, wenn schlieriges Magma in Form eines kuppigen Massifs aufquillt, die schlierigen Massen durch jüngere

[1] Hamilton, Phil. Trans. 1768, Brief 3 und Campi Flegr. p. 33. Buch: Geogn. Beob. 1802, II., p. 114. Monticelli: Vesuvio 1823, p. 23.

[2] Mitunter sitzt in einem Krater aus basischem Material eine Quellkuppe aus Trachyt als Abschluss.

[3] Delesse: Bull. Geol. 1852, IX., p. 464.

Digitized by Google

Nachschübe seitlich abgeschoben, sie gleiten von der Kuppe ab und ummanteln die Basis des Massifs, wodurch die Entstehung einer Randzone mit reichem Facieswechsel bedingt wird. Lossen karakterisirt die Randzone des Brockens folgendermassen: In der Randzone trifft man nicht nur hornblende- und glimmerhaltige, sondern auch augitführende Gesteine, welche zusammen eine Gesteinsreihe darstellen, die von Granit (Granitit) bis zum basischen Diorit und Gabbro führt; Amfibolgranit, augithaltiger Amfibolgranit, Quarzdiorit, Augit-Quarzdiorit, Augitdiorit, Diorit und quarzhaltiger Biotit-Augitgabbro lassen sich als die namhafteren Glieder dieser Reihe aufführen.

Zusammenhang vulkanischer mit granitischer Facies. — A. a. O. wurde ausgeführt wie die Granite von Predazzo mit den jüngeren, sie überlagernden Porfyren und Laven zusammenhängen. Analoge Vorkommnisse sind in verschiedenen Gebieten beobachtet worden und immer hat sich da gezeigt, dass die granitischen Massen die tieferen Horizonte beherrschen. Dana, welcher die Ansicht vertritt, dass unsere Vulkane in druckbelasteter Tiefe aus grobkrystallinen Massen bestehen, verweist auf die eigentümlichen, von Syenit umsäumten Granitmassifs, welche inmitten der vulkanischen Gebilde von Tahiti auftauchen und welche er als die tiefgelegenen, derzeit durch Erosion entblössten Kerne von Vulkanen auffasst.[1]) Auf Fuertaventura und den benachbarten Inseln trifft man unter den jüngeren vulkanischen Massen an mehreren Stellen Ergüsse von Diabas und Gabbro. Übergänge führen von diesen Gebilden zu den jüngeren Laven; auch trifft man wiederholt in den höheren Lavahorizonten Gesteine, welche den älteren, massigen Ergüssen nahestehen. Je höher der Horizont, desto seltener treten derartige Einschaltungen auf und Gesteine von typisch-vulkanischem Gepräge kommen zur Herrschaft.[2]) Die centralen tiefen Ergussmassen sind dom-

[1]) Dana: Exploring Exped. u. A. J. 1885, Vol. 32, p. 250 f. Dana meint, die Lavaseen (Hawai) erstarrten eben in der Tiefe granitisch. Auch Hochstetter denkt an solche „Kerne" der Vulkane.

[2]) Hartung: Erhebungskrater 1862, Madeira 1864, p. 176, Lanzarote p. 52, 115.

Digitized by Google

förmig, während ringsum Systeme echter Lavaströme sich ausbreiten; die letzteren unterscheiden sich von den ersteren landschaftlich durch viel schärfere Erosionsformen (Terrassen, Schluchten etc.) — In gleicher Weise ruhen auf Palma die jüngeren vulkanischen Produkte auf einer flachgewölbten Anhäufung älterer Massenergüsse. Auf Fuertaventura und Palma sind die älteren krystallinen Massenergüsse in weiteren Gebieten blossgelegt, auf Madeira beginnt die Erosion eben erst in die liegenden Massenergüsse einzugreifen, auf Teneriffa endlich kann man derzeit nur aus den krystallinen Auswürflingen schliessen, dass das Grundgebirge auch dort aus ähnlichen Massen besteht. Dieselben tektonischen Beziehungen zwischen älteren Massenergüssen und jüngeren Lavamassen kehren nach Dr. Reiss' persönlicher Mitteilung in weiten Gebieten der Cordilleren wieder. Auffallend ist, dass in diesen Fällen die Achse der jüngeren Anhäufungen oft mit der Achse der älteren Ergussmassen zusammenfällt; wie eine Kappe oder wie ein Mantel bedeckt und überkleidet der jüngere vulkanische Complex den alten Ergussbuckel.[1])

Fig. 240.
1 = ältere Gesteine, 2 u. 3 = kieselreiche u. basische Granite, 4 u. 5 = saure u. basische Laven, S. = Skye, A. = Ardnamurchan, M. = Mull.

Die Eruptivmassen von Mull (Schottland), welche Judd als Erosionsrelict eines einzelnen Vulkans auffasst, weisen ähnliche tektonische Beziehungen auf. (Übersichtskarte Fig. 240 und Mull 241.) Orthoklas- und Augitgesteine von granitischer,

[1]) Reiss: Palma 1861, p. 42, 50. Fritsch und Reiss: Teneriffa 1868, p. 315.

Digitized by Google

porfyrischer, afanitischer und glasiger Textur [1]) kommen nebeneinander vor und sind miteinander durch Übergänge verbunden. Die tieferen und inneren Teile der besagten Massen bestehen, wie die Übersichtskarte zeigt, vorwaltend aus grobkörnigen Gesteinen (Granit, Gabbro etc.), während in den höheren und äusseren Partien Porfyre und Laven herrschen. Rings um das Massif breiten sich mächtige Lavaströme, welche durch

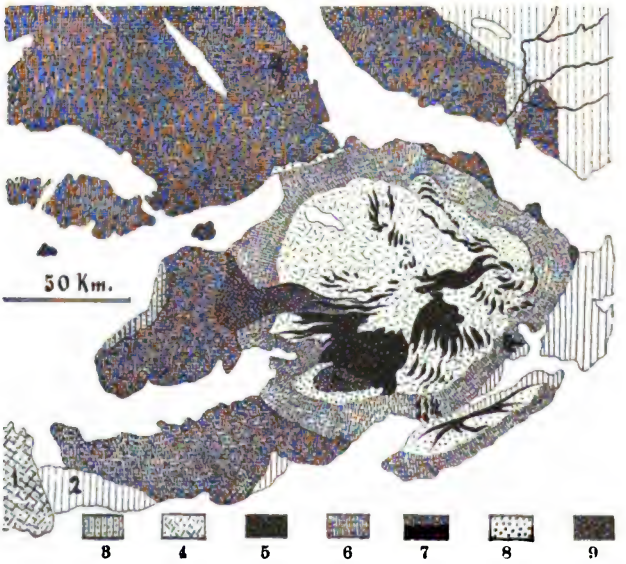


Fig. 241.

1 = alter Granit, 2 = Silur, 3 = Jura, Kreide, 4 u. 5 = kieselreiche und basische, junge Granite, 6 u. 7 = kieselreiche und basische Laven, 8 u. 9 = kieselreiche und basische Tuffe.

die Erosion zu einförmigen Terrassensystemen reduzirt sind. Diese terrassirten Platogebiete contrastiren landschaftlich auffallend gegen die geschlossene Centralmasse, welche aus granitischen Eruptivgesteinen besteht.[2]) Ähnliche Vorkommnisse trifft man auch in anderen Gebieten des westlichen Schottland.[3])

[1]) Olivingabbro und Dolerit (mit Diallag und Pyroxen) und Diallag-Basalt einerseits, anderseits Granit, Porfyr, Felsit etc.

[2]) Judd: Q. J. Geol. Soc. 1874, p. 236—243.

[3]) Schon Macculloch hat einige dieser Gebiete gut karakterisirt. Murchison zeigt, dass die jüngsten Sedimente der betreffenden Gebiete

Digitized by Google

Bezüglich der Erklärung der geschilderten Erscheinungen weiche ich von Judd ab. Während dieser Forscher die centralen granitischen Massen als den unter dem hohen Druck der überlagernden Laven granitisch erstarrten Teil des Vulkanes, mithin als synchrone Genossen der Lavaergüsse (als bathygene Parallel-Facies der letzteren) auffasst, halte ich sie für ältere Massenergüsse,[1]) weil mir eine derartige intrusive Ausbreitung mechanisch unwahrscheinlich ist und weil die granitische Ausbildung des Magma ohne entsprechenden hydrostatischen Druck undenkbar ist; die einfache Überlagerung durch permeable, klüftige, vulkanische Gebilde kann nie jenen (hydrostatischen) Druck erzeugen, welcher die Ausbildung der krystallinen Textur bedingt. Aus diesem Grunde weiche ich von Judd's Auffassung ab und substituire die folgende Anschauung:

Die granitischen Gesteine sind ältere, submarine Massenergüsse. Als sich später das Gebiet hob, änderte sich allmälig der Habitus der geförderten Produkte. War die liegende Masse ganz starr, als die jüngeren Eruptivgesteine durchbrachen, so entstand zwischen beiden eine scharfe Scheide, im entgegengesetzten Falle aber müssen offenbar Übergänge von der liegenden Granit-Facies zu der überlagernden Lava-Facies führen, ja es können ganz wohl die älteren noch plastischen Granitmassen durch intrusive Nachschübe anwachsen, während zugleich auch einzelne Nachschübe das Hangende durchbrechen und als Lavaergüsse zu Tag treten. Die intrusiven Nachschübe werden je nach der Tiefenlage granitischen oder porfyrischen Habitus aufweisen, während die durchbrechenden Massen sich oberflächlich als Ströme ausbreiten und demgemäss den Habitus der Lava annehmen. Diese Ausführung gilt nicht bloss für Mull, sondern auch für

---

Lias und Oolith sind. Geikie und Judd zeigen, dass zum mindesten ein Teil dieser Eruptivmassen tertiär ist. Judd: Volcanos 1880, p. 200. Judd: Über tertiäre Gabbro. Q. J. Geol. Soc. 1886.

[1]) In den benachbarten mesozoischen Sedimenten trifft man Gesteine, welche den granitischen Centralmassen gleichen, concordant eingeschaltet. Judd deutet diese als intrusiv, während ich glaube, dass sie, sowie die centralen Granite eben wirklich jung mesozoisch sind.

Digitized by Google

alle jene andern angeführten Vorkommnisse, bei welchen die liegenden granitischen Massen durch ihre tektonische Beziehung und durch die texturellen Übergänge in die hangenden Lavamassen sich als Glieder einer einheitlichen genetischen Reihe erweisen. Wie erwähnt harmonirt die Anordnung der vulkanischen Massen in vielen dieser Fälle mit jener der älteren Massenergüsse, woraus wir schliessen können, dass dasselbe Dislocations-System, welches während der älteren Eruptionsepoche die Förderungswege abgab, auch während der jüngeren vulkanischen Epoche wirksam blieb.

Die tektonische Beziehung der durchbrechenden Nachschübe zu dem durchbrochenen Massif wurde im Kap. Mt. Capanne entwickelt: Ist das granitische Massif noch plastisch, so können intrusive Nachschübe sowohl, als auch Lava-Durchbrüche in der Gipfelregion stattfinden; sind dagegen die granitischen Grundergüsse zur Zeit der jüngeren Förderungs-Epoche schon starr, so vermeiden die Rupturen gemeiniglich den Gipfel und es erfolgen Flankenergüsse, welche das Granitmassif umsäumen.

Fortsetzung: Vulkane, von Massenergüssen unterlagert. Das Armenische Gebirge. „Erhebungs-Krater."

Die Eruptionen der armenischen Vulkanzone beginnen im Mesozoischen mit submarinen Massenergüssen und die Förderung hält durch die folgenden Formationen an. Das Kreide-System ist grossenteils durch Complexe eruptiver Conglomerate und tuffogener Psammite und Pelite vertreten. Quarz- und Feldspat- und Augitporfyre vicariren mit diesen tuffogenen Sedimenten.

Die palöozoische Gebirgskette bricht gegen die Ebene des Araxes steil ab, in dem Senkungsfeld aber stehen die gewaltigen Strato-Vulkane.[1])

Die Vulkane erheben sich in mehreren Fällen nachweislich über älteren Massenergüssen. Der Vulkan Palandokän hat

[1]) Abich: Armen. 1882, II., p. 29, 73.

Digitized by Google

einen Bruchkrater von 10 *km* Durchmesser; in seinem Grunde steht Kreidekalk, vicarirend mit Serpentin, Gabbro und Chloritschiefer an. Kurz, wir treffen hier wieder dieselben Verhältnisse, welche im vorigen Kapitel besprochen wurden. Abich tritt auf Grund dieser Beobachtungen für Buch's Hebungskrater-Hypothese ein.

Diese Hypothese hat ihren Ursprung in einem Missverständniss. Buch deutete die domförmigen Massenergüsse in Central-Frankreich (Domite) als domförmige Auftreibungen [1]) und Humboldt beschrieb den Massenerguss des Jorullo, welcher „blasenförmig aufgetrieben" wurde. Es ist klar, dass in diesen Fällen nur eine einfache Anhäufung von Ergussmassen vorliegt.

In der Folge wurde von vielen Autoren behauptet, solche Massen existirten in der Tiefe der Vulkane und die Vulkane würden durch das Aufquellen dieser Massen aufgetrieben; andere meinten, die Injection von Gängen bewirke eine Auftreibung der Vulkane. [2])

Dass die letztere Ursache nicht genügt, eine namhafte Hebung zu bewirken, wurde a. O. gezeigt. Dagegen hat die erstere Hypothese in manchen Fällen eine Berechtigung, wenn man dieselbe modifizirt.

Die Massen, welche man in den besprochenen Fällen unter den Vulkanen antrifft, wurden nicht injicirt, nachdem der Vulkan aufgebaut war, sondern sie sind meines Erachtens ältere Massenergüsse, welche von vulkanischen Massen durchbrochen und überlagert wurden, in manchen Fällen jedoch auch selbst durch intrusive Nachschübe lebendig erhalten wurden. Unter dieser Voraussetzung ist allerdings eine Hebung und Auftreibung der hangenden vulkanischen Massen möglich und in diesem Sinne ist die Auftreibungs-Hypothese haltbar. Es ist offenbar gleichgiltig, ob über einem lebendigen Massenerguss Sedimente oder vulkanische Massen liegen; in beiden Fällen erfolgt eine Hebung und Auftreibung, sobald die liegenden Massen in Folge intrusiver Nachschübe anwachsen.

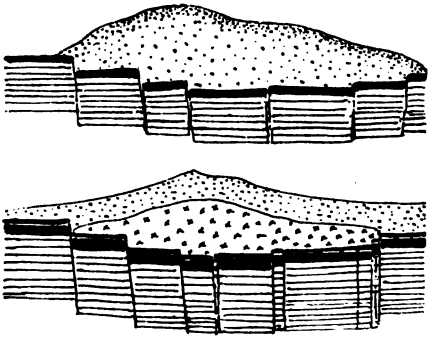
[1]) Mit buckeliger „blasenförmiger" Bankung. S. Pog. 1843, p. 289.

[2]) Buch, Beaumont: Explic. Geol. France. Beche: Vorschule p. 335 f. Rozet: Mem. Geol. 1844, p. 70.

Digitized by Google

Die Eruptivgebiete sind Hebungsgebiete, obwohl sie sich an Senkungs-Felder halten.

Aus der Tatsache, dass man häufig über granitischen Massenergüssen vulkanische Produkte antrifft, welche tektonisch und genetisch eine Einheit bilden, muss geschlossen werden, dass ursprünglich submarine Eruptivgebiete die Tendenz zur Verlandung (Hebung) haben. Anderseits wurde aber gezeigt, dass die Eruptionen sich in der Regel in Senkungsfeldern abspielen. Beide Erscheinungen wurden bisher ab und zu betont, jedoch nicht scharf geschieden, daher die Widersprüche bei verschiedenen Autoren. In der Tat begleiten beide Fänomene einander gegenseitig, sie compensiren einander teilweise, doch bleibt zumeist ein Überschuss zu Gunsten der Hebung. — Ich verweise auf Fig. 242:



242

243

man sieht, wie der Massenerguss sich über der Erdkruste als geschlossene conzentrirte Masse ablagert. Die Aufschüttung wird von einer entsprechenden Senkung der Unterlage begleitet; aus der Concentration der ersteren folgt aber, dass die Gipfelregion der aufgeschütteten Massen trotz erfolgter Senkung der Unterlage ein Nivo einnehmen muss, dessen Höhenlage beträchtlicher ist als jene, welche dem Grundgebirge vor erfolgter Senkung eigen war. Überdiess sind die Eruptivmassen vor und nach erfolgter Förderung zwar substantiell, nicht aber volumetrisch ident: Das Magma, welches vordem unter hohem Druck in der Tiefe ruhte, ist nach dem Ausbruch aufgelockert. Die einzelnen Ergüsse schliessen sich nicht compact an einander, sie enthalten oft namhafte Hohlräume, endlich wird häufig ein grosser Teil des Eruptivmaterials in Detritus verwandelt und nimmt dem entsprechend ein grösseres Volum ein. Die Unterlage ist also im Laufe der

Digitized by Google

Eruption in ein tieferes Nivo gesunken, während die aufgeschütteten Massen in Folge der Zusammenhäufung und in Folge der Auflockerung des Materiales viel höher aufragen, als die betreffende Landfläche vor der Eruption.

Fig. 243 zeigt das Anwachsen des Massenergusses und dessen Überlagerung durch (punktirte) vulkanische Massen. Das Senkungsfeld wird mit der Zeit tiefer, die Gipfel-Regionen erheben sich aber gleichzeitig immer höher über den ursprünglichen Horizont.

Zusammenhang zwischen Alter und Textur der Eruptivgesteine.

Ich habe die Granite und Laven als vicarirende Facies-Gebilde bezeichnet, während die Mehrzahl der Geologen annimmt, granitische Gesteine hätten sich nur in älteren Epochen gebildet und die Laven seien ein Produkt der neuen Zeit.[1]) Ich gebe zunächst einen historischen Überblick der betreffenden Streitfrage:

Pallas[2]) betrachtet den Granit als das Ur- und Korngebirge der Erde. Die Schiefer entstanden nach seiner Meinung durch die Zerstörung des Granites, sind also jüngere Gebilde. Diese einfache Anschauung konnte sich nicht lange halten. Hutton, Ferber, Charpentier, Voigt, Saussure, de Luc, Picot u. a. Forscher beobachteten den Durchbruch des Granites durch Schiefer sowie die Überlagerung des Schiefers durch Granit.[3])

Hieraus schloss man, dass der Granit zu verschiedenen Zeiten vor wie nach Ablagerung der Schiefer zur Eruption gekommen sei. Der Granit wurde nun nicht mehr als Urkern, sondern als ein während der Ablagerung der ältesten Schichten

[1]) S. das Kap. Eruptivlager; Vulkane, Lavaströme und Tuffe in alten Formationen.

[2]) Pallas: Formations des mont. 1777.

[3]) Ferber: Min. Gesch. I, p. 12. Ferber: Min. Gesch. Böhmen, p. 115. Charpentier: Min. Geogr. 1778, p. 284, 393. Voigt: Min. Abh. p. 5, 25. Saussure: Vol. IV. Picot: Mines 1786. Die Wechsellagerung von Granit und Schiefer wurde beobachtet von Trebra, Raumer, Charpentier u. a.

Digitized by Google

erumpirtes Gestein, und zwar zumeist als ein Intrusivgebilde aufgefasst.[1]) In der Folge wurde der Nachweis geliefert, dass auch in den Übergangsschichten[2]) und sogar in der Trias Granit zur Eruption gekommen sei. Macculloch[3]) stellt fest, dass der Versteinerungen führende Kalk von Broadford (Skye) concordant von Syenit überlagert wird, bei Bennacharn trifft man dieselben Sedimente (Lias) im Contact in Marmor verwandelt und von Syenit durchsetzt. Diese und analoge Beobachtungen in Norwegen, in den Alpen etc. erwiesen zur Genüge das jüngere Alter gewisser granitischer Gesteine. Macculloch stellte sich die Frage, ob man für solche Gesteine, welche überdiess durch Übergänge mit Augitporfyr und Basalt zusammenhängen, den Namen Syenit, welcher vordem nur für alte Gesteine angewendet worden war, beibehalten dürfe. Bisher habe man mit diesem Namen einen chronologischen Begriff verbunden, welcher durch die Ausdehnung auf jüngere Gebilde zerstört werde. Der Autor frägt sich, ob man nicht der Systematik zu Liebe solchen Syenit als Trapp bezeichnen sollte; schliesslich entscheidet er sich aber dahin, dass man mit den Gesteinsnamen nur den petrografischen Karakter bezeichnen und das chronologische Moment fallen lassen müsse. Er betont treffend, in welche Widersprüche man sich verwickle, wenn man prinzipiell jedes alte Eruptivgestein von obigem Karakter als Syenit und jedes junge als Trapp bezeichne und so einem falschen Prinzip zu Liebe eine lügnerische Nomenclatur schaffe. Es sei ja wohl klar, dass, wenn jüngere Syenite prinzipiell nicht bei ihrem wahren Namen genannt würden, man nie zur Einsicht gelangen könne, dass es in der Tat Syenite gebe, welche Decken über jüngeren Sedimenten bilden.[4])

Diese treffliche Auseinandersetzung hat leider nicht durch-

[1]) Der Granit des Harz hat die paläozoischen Schichten aufgerichtet. S. Beroldingen, Raumer, Geogn. 1811, p. 36. Germar, Leonh. Taschenb. 1821, p. 15. S. Lossen, Harz.

[2]) Die Syenite und Granite des südl. Norwegen haben das Silur durchbrochen und sich über dasselbe deckenförmig ausgebreitet. Buch, Hausmann, Naumann, Keilhau, Kjerulf u. a.

[3]) Macculloch: W. Islands Vol. 1, p. 321.

[4]) Macculloch: Geol. 1831, p. 156.

Digitized by Google

greifend gewirkt; man gestand zu, dass granitische Gesteine nicht bloss im Urgebirg, sondern auch in paläozoischen und mesozoischen Formationen auftreten; auch bezeichnete man diese jüngeren Gebilde mit denselben Namen, welche vordem nur für die Urgesteine gegolten hatten; von einer prinzipiellen Beseitigung des chronologischen Momentes aus der petrografischen Nomenclatur will die Majorität der Geologen und Petrografen aber noch heute nichts wissen.

Man verwies auf die Tatsache, dass die Granite doch meistenteils von sehr alten Sedimenten überlagert werden, während man typische Laven nur in den jüngsten Formationen antrifft; demgemäss behielt man die chronologische Nomenclatur bei und bemühte sich vielfach, das vermeintliche Abnehmen der Krystallisationskraft zu erklären.[1]) Aber zahlreicher wurden die Fälle, welche sich nicht unter die Regel bequemten und man musste anerkennen, dass es wirklich sehr junge Eruptivgesteine mit granitischem Karakter gebe: In den Pyrenäen und in Portugal wurden vollkrystalline Massengesteine nachgewiesen, welche die Kreide sowie das Eozän dislocirten.[2]) Die intrusiven Granite haben die Schiefer im Contact gehärtet und metamorfosirt, in einzelnen Fällen sind Kreideschiefer gneissig umgewandelt (mit Granaten). In den gegen Frankreich vortretenden Vorbergen der Pyrenäen treten Ofyte auf, deren Eruption mit der posteozänen Hebung des Gebirges zusammenhängen dürfte.

In Mittel- und Nord-Italien[3]) trifft man Diabas, Serpentin

[1]) Brocchi: Mem. Fassa 1811. Breislak: Geol. übers. 1830, II, p. 13, 17. Angelot: Bull. geol. 1843, p. 45.

[2]) Pallasou: Pyren. 1819. Charpentier: Pyren. 1823, Dufrenoy: Mem. Geol. France 1834, II., p. 433. Coquand: Bull. geol. 1841, p. 322. Rozet: C. R. 1850, p. 885. Roulin: C. R. 1862, Vol. 55, p. 669. Leymerie: Bull. geol. 1863, Vol. 20, p. 245 und Bull. geol. 1870, Vol. 27, p. 578. Magnan: Mem. Soc. Geol. 1874. Leymerie: Pyren. 1881. Schrader: C. R. 1881, Vol. 92, p. 369. Calderon: Bull. geol. 1884, Vol. 13, p. 89. Choffat: Geol. Karte von Portugall.

[3]) Savi, Pilla, Capellini, Cocchi, v. Rath, Lotti, de Stefani, Bonney cit. in Reyer, Toskana 1884, p. 195. Capellini: Carta Geol. Livorno-Volterra 1881. Negri, Stoppani, Mercelli, Geol. Italia. 1867—1883.

Digitized by Google

und Gabbro, welche mit den Sedimenten der Kreide und des Eozän wechsellagern und in dieselben Apofysen senden. Auf Elba trifft man gleichfalls junge Granite, welche mit den Sedimenten der obern Kreide und des Eozän wechsellagern und in dieselben Apofysen senden.

Elba; eozäner Granit.[1])

Die Insel zerfällt, wie Lotti's Karte und Profil-Figuren zeigen, in drei orografisch und geologisch verschiedene Teile. Im Osten treffen wir ein NS. streichendes, gegen W. geneigtes Schichtsystem, in welchem die gesammte Schichtfolge vom paläozoischen bis zum Eozän (mit zahlreichen Einschaltungen von Eruptivmassen) aufgeschlossen ist. Die jungen Sedimente (ob. Kreide und Eozän), welche das Hangende dieses Inselteiles im Westen beherrschen, setzen im mittleren Inselteile fort und enthalten hier die erwähnten Einschaltungen von Granit; im Westen aber herrscht das mächtige Granitmassif des Mt. Capanne, dessen Basis von (mesozoischem) Schiefer und jüngeren Sedimenten ummantelt ist.

Vom Kamm des östlichen Inselteiles aus überblickt man das ganze Gebiet: die östliche Basis besteht aus paläozoischen und Trias-Schiefer; in den obern Horizonten dieses Complexes trifft man die berühmten linsenförmigen Eisenerz-Lagerstätten eingeschaltet, deren rote Halden bis zum Meer hinabreichen. Darüber folgt Triaskalk, dann ein mächtiger Complex von Kieselschiefer (Jaspis), welcher mit basischen Ergussmasesn (Diorit, Diabas, Gabbro) vicarirt.[2]) Auch eine mächtige (jurassische) Kalkeinlagerung gehört diesem Schichtencomplex an. Über den besagten Massen folgen dann Sandsteine und Mergelkalke, welche z. T. der Kreide, z. T. dem Eozän angehören und mit Granitmassen vicariren.

Der geologische Gegensatz der einzelnen Gesteine ist im

[1]) Reyer: Toskana. Lotti: Mem. Geol. Italia 1886.

[2]) Kieselschiefer sind überhaupt häufig mit basischen Ergüssen, mit welchen sie offenbar genetisch zusammenhängen, associirt; die Kieselschiefer enthalten massenhaft kieselschalige Organismen (Globigerinen).

Digitized by Google

landschaftlichen Bilde klar ausgedrückt: im Osten über dem alten Schiefersockel dunkle Eruptivzüge, kahle Kieselschiefer-Gehänge und helle Kalkeinlagerungen; der mittlere Inselteil, in welchem die jungen, glimmerigen Sandsteine mit den granitischen Einlagerungen herrschen, stellt ein mildes, waldiges Hügelland dar, im Osten endlich ragt das mächtige Granitmassif des Mt. Capanne, dessen kahle Höhenzüge, vom Gipfel ausstrahlend, periferisch sich niedersenken. Die Gehänge dieses Massifs sind bewaldet, in den tieferen Teilen und in der Ebene folgen die Kulturen.

Der östliche Inselteil ist durch eine NS.-Verwerfung von seiner unter dem Meer verborgenen östlichen Fortsetzung abgeschnitten, eine zweite N.-Verwerfung trennt den östlichen vom mittleren Inselteil, andere untergeordnete Längs- sowie einige Quer-Verwerfungen trifft man mehrfach bei Begehung des östlichen Inselteiles.[1]) Die Hebung und Trockenlegung der Insel trat zum Schluss des Eozän ein. Jüngere terziäre Sedimente fehlen; nur unbedeutende Ablagerungen eines lockeren, modernen Kalk-Sandsteines stehen als flache Terrassen hier und dort in geringer Höhe über den Buchten der Insel an. (Geringe Emersion in moderner Zeit).

Der sedimentäre Complex des mittleren Inselteiles besteht aus Mergelkalk (Albarese) und glimmerigem Sandstein (Macigno). Beide Facies vicariren; sie gehören z. T. der oberen Kreide, z. T. dem Eozän an und enthalten Einlagerungen von Granit, welcher sich durch grosse porfyrisch ausgeschiedene Feldspate auszeichnet. Die glimmerigen Sandsteine hängen genetisch mit den Granit-Eruptionen zusammen; ihr Material ist wohl z. T. tuffogen. Strichweise trifft man in der Nachbarschaft der eingelagerten Granitmassen Sedimente, welche aus eckigem Granitgrus bestehen. Die lose cementirten Massen brechen unter dem Hammer wie Mörtel und es lösen sich aus denselben grosse scharfbegrenzte Feldspate und Quarzpyramiden (z. T. mit Prisma). Im Hangenden sowie im Streichenden gehen diese Granittuffe allmählig in wohlgeschichtete grob- bis

[1]) Eine namhafte, OW. streichende Quer-Verwerfung trennt den östlichen Inselteil von dessen südlicher Fortsetzung, der Halbinsel Capoliveri.

Digitized by Google

feinkörnige Sandsteine über, welche gleich dem Urmaterial aus Feldspat, Quarz und Glimmer bestehen. Die Beziehungen zwischen Granittuff und Sandstein sowie das Vicariren der Granitlager mit den Sandsteinen beweisen, dass das Eruptivmaterial sowohl, als auch die Sandsteine und die mit diesen vicarirenden Kalklager gleichzeitige Faciesgebilde sind. Die Sedimente verdanken ihren petrografischen Karakter den Granit-Eruptionen; sie sind z. T. tuffogen.

Gute Aufschlüsse bietet die Nordküste des mittleren Inselteiles (W. v. Portoferrajo). Die Schichten werden von Gängen durchbrochen, die effusiven Granitmassen aber breiten sich als Lager über die Sedimente (bald concordant, bald discordant) und werden wieder von Sedimenten überlagert; die Granite wurden also während der Ablagerung der jungen Sedimente gefördert und vicariren mit denselben. Da die Eruptionen von bedeutenden Dislocationen begleitet waren, mussten natürlich zwischen den liegenden Sedimenten und den Granitströmen örtlich Discordanzen eintreten.

Wie complizirt die Beziehungen der Eruptivmassen zu den Sedimenten sind, ersieht man aus den Figuren, welche Lotti seiner wertvollen Monografie beigibt.

Die Granite und Granitporfyre des mittleren Inselteiles sind petrografisch monoton; nur im Gebiete von Portoferrajo trifft man eine auffallende Abart. Das betreffende Gestein, welches einem steinigen Trachyttuff gleicht, ist durchsetzt von kleinen Quarzkörnern und verschwommenen grauschwarzen Turmalinflecken; es ist durch Übergänge verbunden mit dem Granit und wurde also gleichzeitig mit demselben gefördert.

Warum man wenige junge Granite und wenige alte Laven antrifft.

Ausser den erwähnten Fällen sind zahlreiche Vorkommnisse bekannt, in welchen granitische Intrusivmassen junge Sedimente (Kreide und Eozän) steil aufgerichtet haben, in einer Weise, welche über die Plasticität der granitischen Massen zur Zeit der Aufrichtung keinen Zweifel aufkommen

Digitized by Google

lässt;[1]) es folgt hieraus, dass auch diese Massen im magmatischen Zustande[2]) (z. T. wenigstens) während der jüngsten geologischen Formationen empordrangen und erstarrten.

Endlich sind für die vorliegende Frage bedeutungsvoll jene Vorkommnisse, in welchen granitische Gesteine mit Porfyren und Laven durch Übergänge verbunden sind. Diese Vorkommnisse haben nicht bloss die Illusion, dass die Textur der Eruptivgesteine durch deren Alter bedingt sei, zerstört, sondern auch die Erklärung des texturellen Gegensatzes nahegelegt. Man erkannte, dass die Textur nicht an eine bestimmte Zeit, wohl aber an ein bestimmtes Nivo gebunden[3]) und durch die genetischen Verhältnisse (Erstarrungsdruck und Imprägnation) bedingt werde.

Die Tatsache, dass die granitischen Gesteine in den alten Formationen dominiren, die typischen Laven dagegen für die jüngste Zeit karakteristisch sind, bleibt trotzdem zurecht bestehen, doch dürfte man sich in Zukunft begnügen, diese auffallende Erscheinung zu erklären und davon abstehen, das chronologische Monument in die Nomenclatur aufzunehmen. Cotta hat schon bemerkt, dass die im tiefen Nivo gebildeten Gesteine eben erst zu Tag kommen können, nachdem die Erosion durch lange Zeit zerstörend gewirkt hat.[4]) Hierin liegt meines Erachtens die richtige Erklärung des texturellen Gegensatzes verschiedenaltriger Eruptivgesteine, nur gestaltet sich die Deutung anders als Cotta, welcher nur Intrusivmassen im Auge hatte, sich dachte:

Das Magma erstarrt in der Tiefe eines Ganges sowohl, als auch im Körper eines bathygenen Ergusses granitisch. Granit, Syenit, Diorit und Gabbro bilden sich heutzutage

[1]) Der Adamello hat die angelagerte Trias aufgerichtet und überschoben; das Granitmassif des Mt. Blanc hat den Jura aufgerichtet, die Elk Mts. haben die Kreide überschoben etc.; s. daselbst (Index).

[2]) Eine plastische Umformung der bereits erstarrten Granitmassifs ist undenkbar. Nicht zu verwechseln mit der besagten plastischen Aufrichtung ist die Aufrichtung bez. Überschiebung junger Sedimente durch ältere Massen, welche die Bewegung im starren Zustand ausführten.

[3]) Dana, A. J. 1846. II, p. 252. Lyell, Cotta, Judd cit.

[4]) Cotta: Geol. Gegenwart. 1866, p. 20, 40.

Digitized by Google

geradeso, wie in älteren Formationen. Diese Gebilde treten aber nicht vor unsere Augen, bevor lange Zeiträume verflossen, weil die Nivo-Schwankungen und die Erosion nur nach Ablauf grosser Zeiträume namhafte Beträge erreichen.

Die granitische Facies bildet sich noch heute, sie ist nicht erloschen, sondern nur verhüllt; aus diesem Grunde verlieren wir dieselbe in dem Masse aus den Augen, als wir von den älteren in die jüngeren Formationen eintreten.

Das umgekehrte gilt für die vulkanische Facies, welche scheinbar in den jüngsten Formationen an Bedeutung gewinnt, während man in den älteren Epochen selten Gesteine vom Habitus der Laven antrifft. Diese oberflächlichen Bildungen unterliegen eben in hohem Grade der Erosion und Abrasion, welche vor allem die karakteristische Form der Vulkane, sowie die blasige und schlackige Oberfläche der Ströme zerstören und nur die solideren Massen hinterlassen, welche dann von jüngeren Gebilden überlagert werden. Dass man die schlackige und blasige Oberfläche der Lavaströme in älteren Formationen selten, die Tuffkegel mit ihrem Krater aber niemals erhalten trifft, ist natürlich und dass die Laven um so stärker umgewandelt sind, in je älteren Formationen wir sie antreffen,[1]) ist ebenso einleuchtend. Statt diese Tatsache aber einfach zu constatiren, verleugnet der Petrograf die Existenz der Laven in älteren Formationen, ohne zu bedenken, dass hierdurch die Genesis des betreffenden Vorkommens verhüllt wird und dass die Wissenschaft durch die Einführung zweier Namen statt eines nichts gewinnt als Complication und Confusion. Statt einen mesozoischen Hornblende-Andesit als solchen zu bezeichnen und nebstbei zu bemerken, dass er etwas verändert sei, wird er als Porfyrit

[1]) Schon Allport hat ausgeführt, dass viele Eruptivgesteine älterer Formationen sich von den analogen Gebilden der neuen Zeit nur durch secundäre Alterationen unterscheiden. Judd aber gebührt das Verdienst, mit der alten Nomenclatur endgültig gebrochen zu haben. Er bezeichnet granitische Gesteine der jüngsten Zeit, ebenso wie Laven älterer Formationen ohne Rücksicht auf das Alter der betreffenden Gesteine, mit ihrem spezifischen Namen und begnügt sich, die betreffenden Alterationen zu beschreiben.

Digitized by Google

proklamirt. Kein Geologe bezeichnet einen mesozoischen oder paläozoischen Kalkstein, weil er compacter und massiger ist als ein moderner Kalk, mit einem neuen Namen; kein Paläontolog belegt ein Genus, das man ursprünglich nur im Tertiär angetroffen hatte, das aber nun auch in der Kreide nachgewiesen wird, mit einem neuen Namen und es wäre gewiss erspriesslich, wenn auch der Petrograf diesem Beispiel folgen wollte.

Der modificirte Habitus der alten Laven, sowie das Zurücktreten der vulkanischen Facies in älteren Formationen sind secundäre Erscheinungen, während das Fehlen der Granitfacies in der jüngsten Epoche einfach auf einer Täuschung beruht.

Granitische und vulkanische Facies haben zu allen Zeiten existirt, das Verhalten dieser Gebilde in Bezug auf Nivo und Erosion hat aber naturgemäss zur Folge, dass man sich über die chronologische Bedeutung und Wechselbeziehung der einzelnen Glieder bei oberflächlicher Betrachtung leicht täuscht.

Digitized by Google

Digitized by Google

UMBILDUNG DER ERDKRUSTE.

Digitized by Google

Digitized by Google

IV. Massenbewegung und plastische Umformung.

Nachdem ich die verschiedenen synchronen Gebilde, aus welchen die Erdkruste besteht, karakterisirt, behandle ich im Folgenden die Umbildung der Erdkruste, und zwar zunächst die Massenbewegung und die plastische Umformung, dann die zwei grossen Umformungs-Typen: Faltung und Spaltung.

Schlammströme.

Wenn die Giessbäche im Frühjahre anschwellen, trägt die stark bewegte Flut massenhaft Schlamm und Grus mit sich; hierdurch wird das Wasser mitunter geradezu in einen Brei verwandelt und es entsteht ein Schlammstrom.[1]) Es kommt aber auch vor, dass lose Massen von Regen und Quellen durchweicht werden und in Folge dieser Auflockerung ins Fliessen kommen. Als Beispiel führe ich einen Moorstrom von Belfast (Irland) an.[2]) Nach anhaltenden Regengüssen bemerkte man, dass das Moor sich an einer Stelle in der Mitte hob. Nachdem die Masse bis zu einer Höhe von etwa 10 Meter angeschwollen war, barst sie und mit Brausen brach ein Schlammstrom hervor, welcher langsam im Sinne der Neigung sich fortwälzte. Der Strom wanderte mit einer Breite von 50—100 Meter dem Flusstale zu. Je nach der Neigung des Bodens rückte er mit wechselnder Schnelligkeit vor. Nach einigen Tagen und nach Durchmessung einer Strecke von

[1]) Vgl. Saussure: Voy. § 485.

[2]) Hunter: Mag. of nat. hist. 1836. Lyell: Princ. 1. Aufl. II. 193. Hoff: Nat. Veränderungen 1834. III. 30 f. Henz: Erdbau 1856. Phil. Trans. 50er Jahre bringen Studien über Massenbewegungen.

Digitized by Google

etwa einem halben Kilometer langte er im Flussbet an. Noch durch eine Woche erfolgten Nachschübe, dann kam die Bewegung ins Stocken. An Stelle der anfänglichen Auftreibung sah man nun eine runde, mit trübem Wasser gefüllte Einsenkung im Moor-Lande.

Wie die Moore, so verhalten sich auch andere lose Massen, welche in geneigter Lage von Gewässern durchtränkt werden. (Sand, Mergel, Lehm.)

Der Verwitterungs- und Erosions-Detritus, welcher durch lange Zeiträume sich anhäuft, wird endlich einmal (meist in Folge anhaltender Regengüsse) labil und sucht talwärts wandernd neue, stabile Gleichgewichtslagen. 1798 ereignete sich der Schlammstrom von Nidersill (Tirol), welcher einen Inhalt von 20 Mill. m^3 (20.000 hausgrossen Massen) hatte und zwei Dörfer vernichtete.[1]) Gewisse Formationen sind zu derartigen Massenbewegungen besonders disponirt.

Übergänge führen von den Detritus-Strömen zu den Rutschungen, welche sich meist auf einer Schichtfläche vollziehen. Bei geringer Neigung und genügender Durchtränkung der Massen besteht kein wesentlicher Unterschied zwischen beiden Erscheinungen, bei namhafter Neigung des Untergrundes aber tritt eine beschleunigte Bewegung ein, die Geschwindigkeit der einzelnen Teile differirt bedeutend, die Masse wird zerrüttet und schiesst, in einzelne Partien und Trümmer aufgelöst, der Ebene zu.[2])

Das Gebiet der Schlammquellen (Salsen) im Apennin liefert in jedem Frühjahre kleinere oder grössere Ergüsse;[3]) auch Vulkane senden Schlammströme aus, wenn die eine Eruption begleitenden Gewitterregen besonders reichlich niederstürzen und die Tuffmassen der Gehänge tief durchweichen.[4])

[1]) Koch: Jb. geol. Reichs. Vol. 25, p. 97.

[2]) Beispiele von Schlipfen bringen: Ebel: Schweizer Reise 1802, p. 332. Klöden: Erdkunde. Henz: Erdbau 1856. Bischof: Geol. 1866, p. 472, 548. Balzer: Jb. Min. 1875. Koch: Jb. geol. Reichs 1875, Vol. 25, p. 97, 102. Kinahan: Valleys 1875, Cap. 1. Tiefenbacher: Erdrutschungen 1880. Hoff: Veränderungen. III, p. 15 bis 30.

[3]) Vgl. T. Fuchs: Sitzber. Akad. Wien 1877.

[4]) Pompeji wurde durch einen solchen Tuffstrom begraben. Vgl. auch Wolff: Über Schlammströme von Ecuador. Jb. Min. 1878.

Digitized by Google

Abgesehen von der Entstehungsursache und dem Material sind die erwähnten Stromarten in ihrer Wirkung übereinstimmend. Die Wucht des Stromes ist unwiderstehlich. Wälder und Strassen werden auf dem Rücken der Schlammströme getragen,[1]) mächtige Steinblöcke und zertrümmerte Häuser werden mitgewälzt und oft weit transportirt.

Die Schlammströme verhalten sich in dieser Beziehung nicht wie fliessendes Wasser, sondern eher wie Gletscher oder Lavaströme. Dies erklärt sich, wenn wir berücksichtigen, dass der Schlamm eben zum grossen Teile aus steinigen Partikeln und nur zum kleineren Teil aus Wasser besteht. Die sich bewegende Masse hat demnach ein mindestens doppelt so grosses spezifisches Gewicht als das Wasser. Die Steine schwimmen also wirklich nahezu; der geringe Betrag, um welchen sie schwerer sind, als der Schlamm, wird reichlich aufgewogen durch den mächtigen Impuls, den sie fortwährend durch den schweren, gleitenden und rollenden Schlamm erhalten.

Die relative Verschiebung der Teile wird natürlich so erfolgen, wie bei den Strömen, Gletschern und Lavaergüssen: die mittleren Partien legen den grössten Weg zurück; an den Flanken und am Grunde bewegen sich die Teile der grösseren Reibung entsprechend langsamer. Tritt keine starke rollende Bewegung und keine Stülpung der Oberfläche auf, so können auf ihr leicht Wälder, Hütten und Strassen — allerdings in Trümmer aufgelöst — weitergeflösst werden.

Man unterscheidet bei den Schlammströmen oder Muren (nach Analogie mit den Giessbächen):

a) Das Sammelbecken, in welchem sich das Material sammelt;

b) den Gang oder die Bahn, durch welche der Schlammstrom gefördert wird;

c) den Ausguss oder das Ablagerungsgebiet, in welchem die geförderten Massen abgelagert werden (s. Koch).

---

[1]) Gibb's Modell eines Moorstromes (1861), welches im geol. Museum von London aufgestellt ist, zeigt die Trümmer einer Landstrasse, welche über das Moor führte. Der Weg wurde zerrissen, verschoben und verschleppt, versank jedoch nicht im Strome.

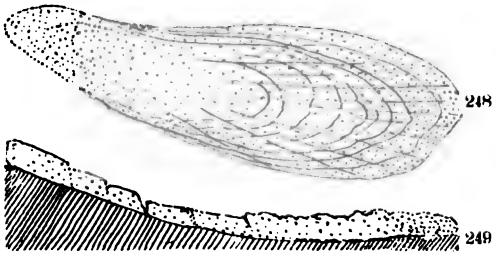
Digitized by Google

Bergschlipfe und Bergstürze.

Mag die Bewegung geringfügig und langsam sein, mag ein namhafter Schlipf oder endlich ein Bergsturz sich ereignen, die tektonischen Grundzüge, sowie die Gesetze der Bewegung sind in allen Fällen analog und weisen nur graduelle Unterschiede auf. Man unterscheidet:

1. Das Abrissgebiet (*a* in Fig. 250); 2. die Bahn (*b* in Fig. 250); *c)* das Ablagerungsgebiet (*c* in Fig. 250).[1])

Man kann die einzelnen Stadien dieses Prozesses an den mit Schnee oder Firn bedeckten Gehängen verfolgen: Zunächst treten an einer steilen Stelle bogenförmige Risse ein, dann sitzt die bogenförmig begrenzte Masse, in einzelne Schollen aufgelöst, nieder (Fig. 248 und Profil Fig. 249). Quer durch die Bahn, sowie nach der Achse der Bahn verlaufen Risse, welche die Massen von verschiedener Schnelligkeit trennen (unter Umständen vollziehen sich auch in ein oder der anderen Richtung Stauungen). Endlich kann die ganze Masse in chaotische Bewegung kommen, sie fährt als Lavine ab. Seitlich von der Rutschung entstehen steil einschiessende Verschiebungsflächen und eine convexe Gleitfläche trennt die abgleitende Masse vom ruhigen Untergrund.



Dieselben Bewegungs-Erscheinungen zeigen absitzende und abgleitende Detritusmassen und feste Complexe, welche über Schicht- oder Kluftflächen abrutschen.[2])

Manche Gegenden sind derartigen Katastrofen besonders ausgesetzt; dort werden die Ansiedlungen und Weganlagen fortwährend gefährdet und von Zeit zu Zeit partiell zerstört.

[1]) Heim: Bergstürze 1882.

[2]) Über Angänzen der Gehänge durch Erosion oder technische Eingriffe und über Sicherung der verletzten Gehänge, s. Pollack: Proj. Arelberg. Allg. Bauztg. 1886, p. 4 f. Lotti: Comit. geol. 1887.

Digitized by Google

Ein hartnäckiger Kampf zwischen Kultur und Natur entsteht und nicht selten muss die erstere weichen. Ein geologisch-historischer Blick über die Eigenschaften und Geschicke der bezüglichen Gegend wird entscheiden müssen, ob das letztere geraten sei oder nicht.[1])

Als Typus führe ich die Bergschlipfe an, welche zu Ende des vorigen und zu Anfang unseres Jahrhundertes fast jährlich das Nollatal (Schweiz) verheerten. Escher berichtet diesbezüglich:[2]) „Vordem war das Tal reich an Wiesen; ein unschädlicher Bergbach floss durch dasselbe gleichförmig dem Rhein zu. Da trat der erste Bergschlipf ein und seitdem wiederholte sich das Ereigniss fast jährlich, am gewaltigsten

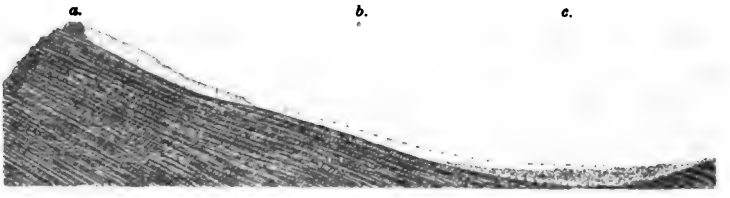


Fig. 250.

im Jahre 1807. Sitz und Ursache der Erscheinung liegen im Talschlusse, wo der Bach vom Hochgebirge herabkommt. Dort stehen lockere, plattige, schieferige und sandige Gesteine an, deren Schichten gegen das Tal einschiessen. Sie werden überlagert von mächtigen Schuttmassen. Da diese aus eben demselben lockeren schieferigen Material bestehen, verrutschen sie, besonders nach anhaltenden Regengüssen, leicht. Man sieht da und dort grosse Wiesenstrecken sammt den daraufstehenden Häusern sich von dem üppig begrasten Gebirgsabhange losreissen und langsam mehrere Meter weit herabgleiten.[3]) Durch dieses Sinken und Herabrutschen

[1]) Hoff (Natürl. Veränderungen III, p. 19) führt Fälle auf, in welchen gefährdete Ortschaften verlassen werden mussten. Strassen und Eisenbahnen vermeiden womöglich alle hohen rutschgefährlichen Gehänge, da die Anlage von sicheren Widerlagern zu kostspielig ist.

[2]) Escher: Über Bergschlipfe. (Abgedruckt in Leonhard's Taschenbuch 1821, p. 631.)

[3]) Da die Häuser aus Holz gebaut sind, vertragen sie die Verschiebungen, ohne einzustürzen.

Digitized by Google

ganzer Strecken Landes entstehen Spalten und Abrisse in der ehedem gleichförmigen, nun aber zerstört aussehenden Oberfläche und man sieht wohl, dass noch grössere Zerstörungen bevorstehen; denn in den zahlreichen Rissen und Einsenkungen, insbesondere in den von Pflanzenwuchs entblössten Stellen sickert das Wasser ein, durchweicht den Grund und veranlasst bei nächster Gelegenheit neue Schlipfe. Diese aber schütten die Trümmermassen ins Tal und die nachschiebenden Bäche breiten den Schutt haushoch über den ehemals üppig übergrünten Boden. Bereits ist der am Ausgange des Tales liegende Ort Tusis gefährdet. Der Rhein wird durch die zugeführten Schuttmassen nach Sils hinübergedrängt, wo er all' die schönen flachen Gründe verwüstet; ja einmal wurde er durch die aus dem Nollatal herausgeschobenen Schuttmassen ganz abgesperrt. Damals stauten sich die Gewässer des Rhein hinter diesem Schuttdamme und bildeten endlich einen See, welcher das ganze Land 10 Meter hoch bedeckte; unterhalb des Dammes aber lag das Flussbett trocken."

Wie in diesem Fall trat auch bei der Katastrofe von Goldau (Gegend des Rigi, 1806) ein Abgleiten der Massen (Nagelfluh) über eine Schichtfläche ein. Der Schicht-Complex *a* in Fig. 250 löste sich und schoss über die Gleitbahn, welche im Mittel 20° Neigung besitzt, 4 *km*, also fast eine Wegstunde weit hinab ins Tal. Der abrutschende Schichtlappen war 320 *m* breit, 30 *m* dick und über 1 *km* (Maximum 1500 *m*) lang. Diese Gesteinsmasse von etwa 15 Mill. m^3 Volumen bedeckte das Tal und die jenseitigen Gehänge strichweise 30—40 *m* hoch; [1]) der Ort Goldau mit 110 Häusern, 220 Scheunen und 457 Einwohnern wurde begraben. Die ganze zerstörte Fläche (Gleit- und Ablagerungsgebiet) misst etwa eine Quadrat-Wegstunde. Der See warf, wo er von einem Teil des Sturzes getroffen wurde, 16 *m* hohe Wellen.

In anderen Fällen erfolgt die Verschiebung und Ablösung nicht nach einer Schichtfläche, sondern nach einem System von Klüften. Unter diesen Verhältnissen tritt die Ablösung meist erst bei beträchtlicher Neigung des Grundes ein; es

[1]) Zay: Goldau 1807.

Digitized by Google

erfolgt ein Bergsturz, welcher sich von dem Schlipf wesentlich unterscheidet durch den raschen Übergang der gleitenden in tumultuarisch stürzende und schiessende Bewegung. Die Beschaffenheit der Bruch- und Gleitfläche bedingt, dass die Massenbewegung in letzterem Falle (Bergsturz) meist successive und intermittirend vor sich geht. Beim Schlipf geht dagegen in der Regel eine grössere, einheitliche Masse über eine monotone Bahn in einem Schub ab und das Material wird demgemäss selbst bei geringerer Bahnneigung weiter gefördert, als beim Bergsturz.

Ich gebe zwei Beispiele von Bergstürzen: 1401 ereignete sich der grosse Bergsturz von Moos im Passeir (Tirol), dessen Trümmer einen 5 *km* langen und 60 *m* tiefen See im Tal aufstauten. Wiederholt wurde in der Folge der Schuttdamm partiell durchbrochen, worauf ein tumultuarischer Abfluss und Überschwemmung des Unterlandes erfolgte. 1774 brachen die Fluten den Schuttdamm vollständig und ein Schwall von 30 *m* Höhe fuhr vernichtend durch das Tal. Ein neuer Bergsturz bildete bald darauf abermals einen Damm, welcher 1787 mit grossem Schaden endgiltig durchbrochen wurde; seitdem ist das Tal trocken gelegt.[1])

Eingehend untersucht ist der Bergsturz von Elm [2]) (Karte Fig. 251 und Profil Fig. 252). Die quer gegen die Schichtung niederbrechende Masse stürzte krachend bis auf den Sockel der Felswand ab, prallte dann, wie die punktirten Linien andeuten, in weitem Bogen ab, schoss donnernd in weitem Bogen ins Tal hinab und flog und glitt dann mit rasch abnehmender Schnelligkeit knirschend weithin über die Talsole.

Die abstürzende Masse schien Anfangs von einem gewaltigen Wogen belebt, dann folgte der Sturz; sturmschnell fegten die dunklen Staub- und Trümmerwolken über das Tal hinweg, durch sie aber fuhren mit noch grösserer Schnellig-

[1]) Staffler: Tirol 1839 f. Vol. 3, p. 774. Koch: Jb. geol. Reichs. Vol. 25, p. 97. Andere Beispiele von Bergstürzen: Balzer: Jb. schweiz. Alpenklub 1875. Pollack: Über Bodenbewegungen. Jb. geol. Reichs. 1882, p. 569.

[2]) Buss-Heim: Bergsturz von Elm 1881. Rothpletz: Z. geol. Gesell. 1881, p. 540. Heim: Z. geol. Gesell. 1882, p. 76.

Digitized by Google

keit sausend und brüllend die gigantischen Trümmerschüsse. Voran schussschnell eilender Sturmstoss, hinter dem Sturz aber entstand ein luftleerer Raum. Durch das Compressions-Gebiet sausten die Trümmer vor, hinter den stürzenden Massen

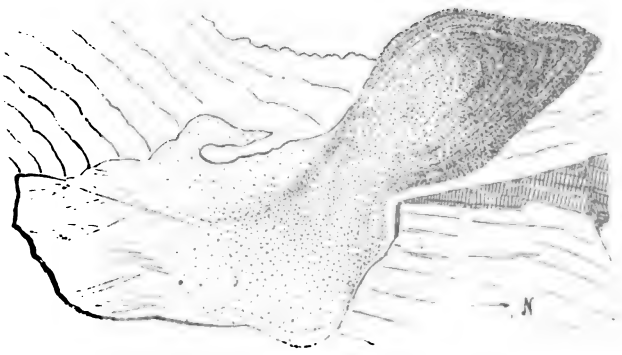


Fig. 251.

aber stürzte die Luft wirbelnd und brüllend nach. Was der wütende Orkan verschonte, wurde vom hagelnden Schusse vernichtet. Ein Schnellzug geht mit 20 *m* per Secunde, auf 200 *m* aber beläuft sich die Schnelligkeit eines solchen Berg-

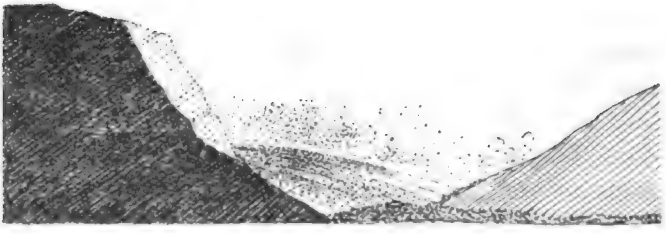


Fig. 252.

sturzes, welcher in der Wirkung einer gigantischen Kanonade gleicht. Die Bahn des Elmer Bergsturzes wurde ausgefegt und über den Talboden breitete sich der vorwärtsschiessende Trümmerschwarm, welcher wie ein System riesiger Pflüge die Ackerkrume aufwühlte und runzelnd vorschob.[1])

[1]) Der viel bedeutendere Bergsturz der Diablerets hatte bei 20° Bahnneigung eine gesammte Bahnlänge (incl. Abbruchgebiet) von 5·7 *km* und lieferte 50 Mill. m^3 Material. F. Becker: Jb. Schweiz Alpenklub 1883, p. 310.

Digitized by Google

So unvorhersehbar und unberechenbar ein derartiges Ereignis erscheinen mag, die Erfahrung gibt doch entscheidende Anhaltspunkte: Der gefährdete Strich wird meist nach anhaltenden Regengüssen mobil und fast immer kündet sich das Ereignis durch die allmählige Bildung von Spalten und kleine Bewegungen an. Kann die Massenbewegung nicht mehr durch Ableitung der Wasseradern aufgehalten werden, so erschliesst man die zu gewärtigende Katastrofe aus der Höhe, aus Gestalt und Neigung der Bahn und aus der Masse des sich lösenden Gesteinskörpers. Bei geringer Höhe und Masse und bei flacher Gleitbahn ist die zu gewärtigende Vorwärts-Bewegung gering, während im entgegengesetzten Falle die höchsten Beträge der Vorwärtsbewegung erreicht werden. Unter solchen Verhältnissen ist die Länge des Verwüstungsfeldes drei- und selbst viermal so bedeutend, als die Sturzhöhe. Kleine Massen lagern sich bei geringer Sturzhöhe mit 20—30° ab, während grosse tiefabschiessende Massen eine geringe Böschung (5—15°) annehmen.

Bewegliche Landstriche.

Die Bergstürze, und in noch höherem Masse die Rutschungen und Schlipfe ereignen sich auffallend häufig im Bereiche einer bestimmten Formation, und zwar beschränken sie sich meist auf eine bestimmte Facies, welche zu Dislocationen in besonderem Grade neigt. Derartige labile Zonen beherrschen u. a. mehrere Gebiete Italiens. Das jungtertiäre Mergelland, welches die Gehänge und Täler im Gebiete von Volterra beherrscht, bietet ein typisches Beispiel:

Weissgrau ist der Mergelboden, weich und schlammig wenn es regnet, hart und rissig nach langer Dürre. Jeder Bach, ja jeder Wasserfaden reisst in diese Massen tiefe Schrunden. Dann werden die Gehänge lose und rutschen nach. Die Wasser stauen sich und dringen tiefer ein, das ganze Erdreich wird breiig und bewegt sich als träger Schlammstrom durch die Schrunden. Der Pflanzenwuchs kann gegen diese unaufhörliche Verwüstung nicht aufkommen und so trägt das ganze Land jahraus jahrein den Stempel der Änderung und

Digitized by Google

Zerstörung. Diese Wandlungen und Wanderungen gehen fortwährend vor sich, die Schrunden werden breiter, sie greifen zusammen; da und dort ragt das ältere bewachsene Land nur mehr in Form von Kuppen und grünen Inseln aus dem wüsten Gebiete der Schlammströme empor. Aber auch auf dem alten, seit längerer Zeit ruhenden Mergelboden gedeiht nur eine spärliche Vegetation. Die Wälder sind längst entfernt, nun breiten sich da und dort schlechte Felder und Wiesen über das öde Land. Fleckweise nur findet hier der Same bessere Nahrung und besseren Boden, da drängt sich das Grün; weiterhin wird es aber wieder spärlicher und der hellgraue Boden schaut überall hervor.

Durch diese Elemente wird der Karakter des landschaftlichen Bildes bedingt. Wir sehen da keine ruhigen Grenzen der Kulturen, keine scharfe Scheide der Felder; kein Baum, kein Strauch weit und breit. Die grünen Getreide- und die rothen Weideflecken mit ihren verschwimmenden Grenzen sind wie ein zerrissener Schleier über das arme Land gebreitet. Weissgrau, grün und rot gefleckt breitet sich dies weite wüste Wellenmeer zu unseren Füssen aus.

Für die Vegetation und für den Grundbesitzer sind die geschilderten Verhältnisse des Landes von grösster Bedeutung. Die Zerrissenheit des Kulturkleides, ja sogar der Habitus der einzelnen Pflanzen wird durch die anhaltenden Bewegungen des Bodens beeinflusst: Wo an den gleitenden Gehängen ein Baum steht, ist sein Stamm gemeiniglich in der Richtung gegen das Tal ausgebogen. Das begreift sich: bei jeder Rutschung bewegen sich die oberen Teile des Erdreiches rascher und weiter, als die tiefen. Der Baum wird gegen das Tal verschoben und neigt sich mit dem Gipfel ebendahin. Wächst er weiter, so suchen die jungen, noch plastischen Teile sich wieder gerade zu richten, während der verholzte dicke Stamm die alte Richtung bewahrt. Sieht man ein solch' krummes Bauholz, so wird man unwillkürlich an die Bedingungen dieser Missbildung, an die Unruhe des ganzen jungen Landes erinnert.

Diese Verkrüppelung der Bäume und die Zerrissenheit der Kultur sind zwei Momente, welche den Grundbesitzer

Digitized by Google

wesentlich stören. Ausserdem werden aber begreiflicher Weise auch die Grenzen des Besitzes oft in erheblicher Weise verrückt.

Dem Grundbesitzer und dem Feldmesser ist diess bekannt; in manchen Gebieten müssen alle 10 oder 20 Jahre die Grenzen von neuem festgestellt und die Grenzsteine an die alten Plätze zurückversetzt werden. Die Gehöfte, welche auf den flachen Hügeln und Rücken des Gebietes liegen, werden als Fixpunkte angenommen, nach ihnen wird der Verlauf der Grenzen bestimmt.

Ob aber diese Gebäude wirklich Fixpunkte seien, ist fraglich; wahrscheinlich sind die jungen Sedimente, welche zwischen den alten Höhenzügen liegen, im grossen Ganzen in langsamer Bewegung begriffen und ist somit an eine dauernde und gerechte Feststellung der Grenzen überhaupt nicht zu denken.

Blicken wir hinüber nach dem Zuge von Volterra, so fällt uns ein Fänomen ins Auge, welches für eine derartige Massenbewegung sprechen dürfte: Man sieht da den ganzen Zug, welcher weithin der Richtung des Apennin folgt, beherrscht von einem besonders tiefen und scharf ausgeprägten Schrunden-System, welches die Höhen zu zerstören droht. Bei Volterra selbst greifen die Schrunden hinauf bis in die Kalkplatte, auf welcher die bedrohte Stadt ruht.

Diese einseitige Zerstörung des meilenlangen Höhenzuges ist beachtenswert. Dürfte nicht gerade dieses Gebiet sich in jüngster Zeit etwas gehoben haben und dadurch den Angriffen der Erosion in höherem Masse preisgegeben worden sein, als die übrigen Gebilde der Gegend?

Eine Tatsache hebe ich hervor, welche hiefür sprechen dürfte. Targioni erwähnt, dass man von Volterra aus in alter Zeit nicht so viel vom Meere gesehen habe, als heutzutage. Er meint, dass die Vorberge vielleicht in historischer Zeit durch die Gewässer abgetragen worden seien. Nun sieht man aber das Meer gerade in einem Einschnitte zwischen festen, wohlbewachsenen Hügeln mit mässiger Neigung. Hier kann die Erosion nicht so bedeutend gewirkt haben; eher möchte ich an eine Hebung des Zuges von Volterra denken.

Digitized by Google

Ursache der Schlipfe und Bekämpfung derselben. — Bergstürze werden zumeist durch eine tiefgreifende Zerklüftung einer steil abfallenden Felsmasse bedingt und man kann begreiflicher Weise in vielen dieser Fälle nicht hemmend eingreifen. Der Fachmann wird die wahrscheinliche Ausdehnung des Verwüstungs-Gebietes erschliessen und der Staat sollte dafür sorgen, dass das betreffende Gebiet bis zur endgiltigen Beseitigung der Gefahr entvölkert werde; eventuell mögen die Besitzer expropriirt werden.

Günstiger für ein präventives Eingreifen liegen die Verhältnisse bei den Rutschungen und Schlipfen, welche entweder in Folge einer starken Durchwässerung des Bodens oder in Folge einer Verletzung der natürlichen Böschung (Erosion oder Abgrabung) verursacht werden. Störungen der letzteren Art müssen vermieden, die einsickernden Gewässer aber müssen abgeleitet werden. Die Entwässerung, welche die Reibung (zwischen den einzelnen Teilen sowohl, als auch die Reibung gegen die Unterlage) vermehrt, verwandelt in vielen dieser Fälle das labile in ein stabiles Gleichgewicht.

In manchen Gebieten dürfte eine derartige Abhilfe allerdings nur einen Aufschub bewirken, welcher dem Lande mehr kostet als nützt. Viele Facies-Gebilde, insbesondere tertiäre und recente Sedimente, welche durch junge Verlandung (bez. Hebung) in Lagen versetzt sind, die ein labiles Gleichgewicht bedingen, dürften dem Techniker unüberwindliche Schwierigkeiten entgegensetzen, indem selbst, wenn die Dränirung des ganzen Landstriches erfolgreich sein sollte, das Eingreifen der Erosion strichweise so intensiv vor sich geht, dass namhafte Massenbewegungen eintreten müssen. Eine Fixirung der Talsohle ist in solchen Fällen kostspielig und illusorisch und es empfiehlt sich unter diesen Umständen, der Natur ihren Lauf zu lassen. Der Kultur-Geologe oder besser der geologisch gebildete Techniker wird im einzelnen Falle entscheiden, ob ein präventiver Eingriff geraten ist, widrigenfalls hat das Gemeinwesen durch Assecuranz und Entschädigung mildernd einzugreifen.

Digitized by Google

Böschung und Klüftung; Verkittung und Durchtränkung.

Die Böschung einer Substanz wird bedingt durch Gestalt, spezifisches Gewicht und Häsion der Bestandteile. Schotter verträgt 40—45, lockere Erde und Sand nehmen eine Neigung von 25—40% an, fein gepulverte Substanzen vertragen oft nur 10—20% Neigung. [1])

Material	natürliche Böschung		Gewicht $1\,m^3 = x$ tonnen
lockere Dammerde	trocken	40°	1·4
	feucht	45°	1·6
	gesättigt	27°	1·8
lockerer Lehm	trocken	40°	1·5
	feucht	45°	1·6
	gesättigt	17°	2·0
Land	trocken	35°	1·6
	feucht	40°	1·8
	gesättigt	24°	2·0

Wenn eine steil abbrechende Detritus-Masse (Fig. 253) sich selbst überlasssen ist, gleitet das Prisma ($a\,b\,x$) ab und es stellt sich die natürliche Böschung her. Eine Stützmauer ($a\,b$), welche diess Abbrechen hindern soll, muss so stark sein, dass sie den Druck dieses abgleitenden Prisma aushält. [2])

Sobald die Häsion mit der Durchtränkung sich ändert, wird durch eben diesen Faktor auch die Böschung beeinflusst. Trockener Detritus ändert seine Böschung, sobald wir ihn durchfeuchten. Die Häsion verwandelt den losen Haufen in einen compacten Körper. Wir können diese Masse nun senkrecht auftürmen. Die Höhe, bis zu welcher man die Substanz so gestalten kann, hängt ab von der Grösse der Häsion. [3]) Betrachten wir derartige Massen, welche in Folge der Durch-

[1]) Demonstration: In einer, in vertikale Fächer eingeteilten Kiste befinden sich fachweise verschiedene Detritusmassen. Die Vorderseite der Kiste ist mit einer Glasplatte abgeschlossen; die Kiste wird langsam aufgestellt, wobei die verschiedenen Substanzen ihre spezifische Böschung annehmen. Vgl. die obigen Werte. Ott: Grafische Statik, 1885.

[2]) Das Prisma stellt das Maximum des Druckes dar, welches jedoch in der Tat nie erreicht wird. Weyrauch: Theorie des Erddruckes. 1881.

[3]) Rebhann: Ingenieurwiss. 1870, II., führt den Namen Cohäsionshöhe ein.

Digitized by Google

feuchtung eine senkrechte Häufung vertragen, so finden wir, dass die steile Böschung in seltenen Fällen bestehen bleibt; nach einiger Zeit entstehen in dem getürmten Material Risse, es rutschen Prismen ab und es hinterbleibt schliesslich eine pyramidale Masse, deren Böschung wenig abweicht von der natürlichen Böschung, welche die Substanz bei loser, trockener Aufschüttung annimmt. Wir sehen, dass hier die durch die Flüssigkeit bedingte Häsion mit der Zeit durch die Wirkung der Gravitation aufgehoben wird.

Das folgende Experiment erklärt den Vorgang: Wenn man die ebene Fläche einer Wagschale auf eine Wasserfläche legt und dann in die andere Wagschale Gewichte legt, löst sich der Zusammenhang [1]) ziemlich plötzlich, aber erst nach-

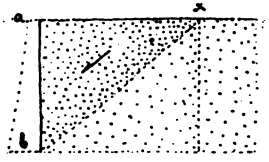


Fig. 253.

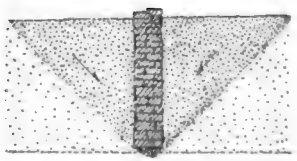


Fig. 254.

dem man eine beträchtliche Summe von Gewichten eingesetzt hat. Man sollte nun glauben, dass die angewendeten Gewichte direkt die Häsion (in diesem Falle die Cohäsion) messen. Das ist aber unrichtig: Auch ein minimales Gewicht bewirkt das Abreissen der Wagschale, wenn man es lange Zeit wirken lässt. Die Häsion, welche der momentan wirkenden Kraft mächtigen Widerstand entgegensetzt, erliegt einer ganz geringen Kraft, wenn diese chronisch wirkt.

Dasselbe tritt auch in einer feucht aufgetürmten Sandmasse ein. Auch sie zeigt zwar Anfangs eine starke Häsion, doch wird der innere Zusammenhang durch die Wirkung der Schwere mit der Zeit gelockert und endlich gelöst und es stellt sich der natürliche Böschungswinkel her. Es kommt aber in der Natur auch vor, dass eine offenbar durch die Häsion

[1]) Stefan: Sitzber. Akad. Wien 1874, Bd. 69, p. 713. In diesem Falle trennt man nur scheinbar die Metallfläche von der Wasserfläche. In der Tat bleibt Wasser an der Wagschale haften, man zerreisst nur das Wasser, überwindet also nicht die Adhäsion, sondern die Cohäsion.

Digitized by Google

bedingte steile Wand im Laufe der Zeit ihren Böschungswinkel nicht ändert. Die Lehmmassen der Ziegeleien, die gegen die Flüsse steil abstürzenden Lösterrassen, die Trachyttuffe von Neapel bewahren ihre steile Gestalt und lösen sich neue Massen ab, so ist der neue Absturz wieder steil und weicht wesentlich ab von dem Winkel, welchen dasselbe lose gehäufte Material annimmt. Die Ursache dieser durch Häsion bedingten bleibenden Änderung des Böschungswinkels liegt im Folgenden:

Alle Gesteine und Erden sind in der Natur von Feuchtigkeit durchtränkt; das Wasser löst alle Substanzen und sättigt sich schliesslich mit ihnen. Wird nun das Lösungsmittel entzogen oder die Temperatur oder der Druck in der Masse vermindert, so scheidet sich ein Teil der gelösten Stoffe ab und bildet einen Kitt. Der Praktiker weiss, dass viele lose, feuchte Substanzen mit der Zeit hart und steinig werden; das geschieht eben in Folge der Ausscheidungen. Es ist begreiflich, dass der hierdurch bedingte Zusammenhalt den Böschungswinkel der Materialen dauernd beeinflusst. Solche Massen sind eben nicht mehr lose, sondern sie sind zum Teil wenigstens cementirt, stellen mithin einen Übergang zu den eigentlichen Gesteinen dar.[1])

Das Resultat ist: alle losen Substanzen bilden einen (von der Form, Oberfläche und Schwere der Partikel abhängigen) spezifischen Böschungswinkel. Ist die Masse durchtränkt von einer lösenden Feuchtigkeit, so wird der Böschungswinkel, falls Verkittung eintritt, dauernd vergrössert.

Wir gehen nun zu der Frage über: Was geschieht, wenn eine natürlich geböschte Masse (durch Erosion oder Menschenhand) im Gehänge oder am Fusse angegänzt wird?

Da die Überwindung der Häsion durch die Schwere immer längere Dauer beansprucht, entstehen nach einiger Zeit Bruchflächen, welche der natürlichen Böschung sich annähern, sofern diess nicht durch eingetretene Verkittung verhindert

[1]) In diesem Falle kann man nicht sagen, der natürliche Böschungswinkel sei durch die Durchtränkung modificirt, es liegt vielmehr jetzt wirklich ein anderer Körper vor uns, dem dieser steile Böschungswinkel ebenso natürlich zukommt, wie dem losen, trockenen Material der viel geringere Winkel eigen ist.

Digitized by Google

wird. Die Verkittung hat regelmässig eine Vergrösserung des Böschungswinkels zur Folge. Da nun dieser Faktor innerhalb weiter Grenzen schwankt, ist man begreiflicher Weise auf die Beobachtung an Ort und Stelle angewiesen. Man wird eben zusehen, welchen Winkel dasselbe Material an benachbarten Stellen, wo durch natürliche oder künstliche Unterwühlung die maximale Böschung erzeugt worden ist, annimmt. Dieser Winkel wird sich dann wohl auch an der frisch angegänzten, abgegrabenen oder unterwühlten Stelle mit der Zeit herstellen. Man berechnet demnach den Druck des „gefährlichen" Prisma, bez. der Schichte, welche der Abrutschung preisgegeben ist, und errichtet die Schutzbauten so stark, dass sie dem nach erfolgter Ablösung zu erwartenden Drucke widerstehen können. Bei zu unternehmenden Bauten wird man natürlich in Gebieten, wo hohe Lehnen mit der natürlichen Maximal-Böschung niedergehen, überhaupt jede Verletzung der Flanken oder des Fusses vermeiden, da man widrigenfalls kostspielige Schutzbauten errichten muss.

Dieselbe Betrachtung gilt auch für eine vertikale Fläche innerhalb der betreffenden Masse. Eine Mauer, welche (als Fundament) in die lose Masse eingesenkt wird, erleidet beiderseits einen Druck, welcher dem Drucke nahekommt, den die zwischen die natürlichen Böschungsflächen und die Mauerfläche eingeschalteten Prismen ausüben (s. Fig. 254). Diese Prismen repräsentiren das Maximum des Druckes, welches jedoch in der Natur nicht erreicht wird.

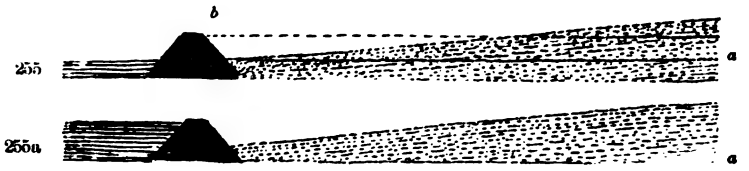
In Folge der Durchtränkung ändert sich die Labilität des Materiales sowie der Böschungswinkel und es können eventuell Druckverhältnisse erreicht werden, welche von den hydrostatischen nicht wesentlich abweichen. Der Techniker hat häufig mit solchen Problemen zu tun. Fig. 255 zeigt das Profil eines Uferdammes. Steht das Grundwasser tief, so hat der Damm von dieser Seite nur einen geringen Druck auszuhalten, welcher hingegen enorm wird, wenn eine Überschwemmung das ganze Hinterland durchtränkt (*b* in Fig. 255), in welchem Falle nicht nur die Wassermasse, sondern auch eine gewaltige Masse breiförmigen Terrains gegen den Damm andrängt. Steht das äussere Wasser (Fluss- oder Seespiegel)

Digitized by Google

so niedrig, wie Fig. 255a zeigt, so kann der Damm im Falle einer Überschwemmung des Inlandes gegen das Wasser hinausgeschoben werden. Steht dagegen das Grundwasser tief und das äussere Wasser hoch (Fig. 255a), so kann der Damm gegen das Inland verschoben werden.

Womöglich vermeidet man diese Wandelbarkeit der Druckverhältnisse, indem man das hinter dem Damm sich stauende Wasser ableitet. In analoger Weise zapft man auch das Wasser des „schwimmenden Gebirges" (durchwässerten Detritus) in Bergwerken ab. Sobald das Terrain „abgeblutet" ist,[1]) verliert dasselbe seine, dem hydrostatischen Drucke sich nähernde schiebende Gewalt und es treten stationäre Verhältnisse ein.[2])

Das einseitig durch die Böschung begrenzte Druckprisma gibt, wie gesagt, keine richtige Vorstellung von dem in losen



Massen herrschenden Drucke. In der Tat bestehen sehr verwickelte Verhältnisse. Diess soll durch einige Beispiele erläutert werden:

Bei der Pilotirung entsteht um den Rammklotz eine Verdichtungs-Sfäre; diese lockert sich jedoch bei anhaltender Belastung allmälig auf, so dass der Klotz nach einiger Zeit den Schlägen (bez. der Last) wieder nachgibt. In Lehm,

[1]) Im sogenannten „schwimmenden Gebirge" (durchwässerten Schlamm, Moor, Sand) ist das Bauen von Schächten und Stollen besonders schwierig. Die Holzzimmerung wird gemeiniglich schon bei einer Drucktiefe von 20–30 *m* zertrümmert, was umso leichter geschieht, als sich oft grosse Massenbewegungen und Verschiebungen des ganzen Terrains einstellen. Karstens Arch. 1854, p. 162. Hartmann: Kohlenbergbau 1862, p. 382. Lottner: Bergbaukunde 1869, I., p. 363.

[2]) Schutzbauten gegen Massenbewegungen: Eytelwein. Hagen. Wasserbau. Henz: Erdbau 1868. Rebhann: Ingenieurwiss. 1870, Vol. 2. Holzhey: Erddruck 1871. Winkler: Erddruck 1872.

Digitized by Google

Schlamm, Moor u. s. f. hält die Senkung lange an. Die Praktiker haben für verschiedenes Material erfahrungsgemäss gewisse Werte der Tragfähigkeit festgestellt. So z. B. verträgt ein $^1/_3$ *m* dicker Pfahl in festem kiesigem Grund eine dauernde Belastung von 50 Tonnen, ohne merklich zu sinken. In weichem Boden gibt das Rammen, so oft man damit einige Zeit aussetzt, immer wieder einige Millimeter aus, in schlammigen und moorigen Boden dringt der Klotz bei 20 Schlägen wohl noch um 2—3 *cm* ein. Trotzdem kann man in letzterem Falle dem Klotze eine definitive Belastung von 5—10 Tonnen auf-

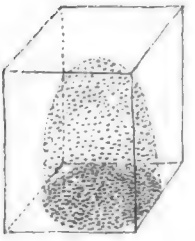


Fig. 256.

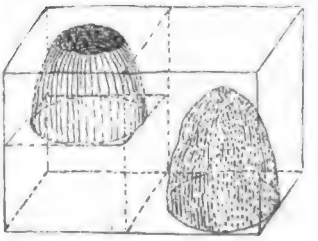


Fig. 257.

bürden, ohne eine Senkung des ganzen Gebäudes befürchten zu müssen. (Hagen, I. 2, p. 180.)

Diese Erfahrungen zeigen, dass selbst leicht verschiebbare Massen einen nicht unbeträchtlichen einseitigen Druck vertragen, ohne merkliche Bewegungen auszuführen.[1])

Dass der in einer bestimmten Tiefe der Masse bestehende Druck durchaus nicht dem Druckprisma entspricht, erhellt ferner aus folgendem Beispiel:

Im Getreidespeicher (Fig. 256) erfährt die Basis nicht an allen Punkten den Druck der überlastenden Masse, sondern es bildet sich ein Gewölbe, welches die über demselben ruhenden Massen trägt und nur die in der Figur dargestellte domförmige Masse drückt auf die Basis.[2]) In analoger Weise

[1]) Dies setzt voraus, dass die Lage der Massenteile nicht in Folge von Erschütterung, Durchrieselung oder Wechsel des Grundwasserstandes geändert wird. Greift einer dieser Faktoren ein, so tritt natürlich leicht in Folge der Umlagerung der Teile eine Senkung der Fundamente, ja eine Massenbewegung im ganzen Complex ein.

[2]) Roberts: Brit. Assoc. Rep. 1882.

Digitized by Google

bricht, falls eine Gesteinsmasse unterwühlt wird, nicht ein prismatischer, sondern ein domförmiger Gesteinskörper nieder. Fig. 257 veranschaulicht zwei derartige Bruchmassen; der seichter liegende Bruch geht zu Tag aus.

Füllt man Sand in Säcke, so verhält sich der geschlossene Gesteinskörper etwa wie ein Stein und verträgt einen namhaften Druck (bis 60 Atm.) Ein System derartiger Säcke kann als Basis für einen soliden Oberbau dienen.[1]) Im Sack herrscht ein sehr geringer Druck: entsteht in demselben ein Loch, so fliesst der Sand langsam und mit geringem Andrang aus; ein in die Öffnung geschobenes Stückchen Papier genügt, den Ausfluss zu hemmen.

Diese Tatsachen zeigen, dass in losen Massen verwickelte Druckverhältnisse herrschen. Es bilden sich unregelmässige Druckgebiete und dieselben ergänzende Entlastungs-Gebiete. Belehrend sind diessbezüglich die in Bergwerken beobachteten Druck- und Bruch-Fänomene, welche uns zugleich über den massgebenden Einfluss der Zeit belehren.

Gewaltige Hangendmassen können bekanntlich durch eine verhältnissmässig schwache Zimmerung gehalten werden; doch tritt gemeiniglich eine chronische Accumulation des Druckes ein; derselbe concentrirt sich strichweise und bewirkt schliesslich Zertrümmerung der Zimmerung, falls dieselbe nicht rechtzeitig ausgewechselt wird. Ich bespreche diese Verhältnisse ausführlich im Kap. Klüftung.

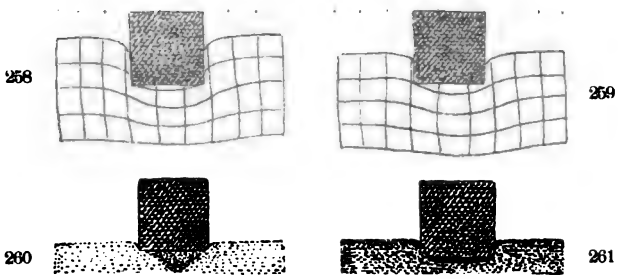
Verhalten loser Massen gegen Belastung. Druck-Differenzen, Stauung und Faltung.

Wenn man einen schweren Körper auf ein loses Terrain legt, tritt Verdichtung des Bodens ein; doch greift diese nicht weit um sich, wirkt auch nicht nach allen Seiten gleichmässig und endlos fort, wie in Flüssigkeiten; es wird durch ihn nur eine verdichtete Sfäre (mit vergrösserter Reibung) geschaffen und hiermit ist die Wirkung des Druckes in gewissen Fällen erschöpft. (Wirkung des Druckes auf trockenen Sand, Kies etc.)

[1]) Diese alte niederländische Methode der Fundirung ist in neuer Zeit auch in Amerika erfolgreich angewendet worden. Scient. Americ. 1874, p. 337.

Digitized by Google

Nicht alle losen Materialien verhalten sich aber so; die Mehrzahl neigt vielmehr zu Verschiebungen, welche insbesondere bei Gegenwart von Wasser einen hohen Grad erreichen können. So sehen wir, wenn wir den Block auf feuchten Sand setzen, eine geringe Einsenkung desselben erfolgen. Rings um den Block aber wird ein der verdrängten Masse entsprechender kleiner Wall aufgetrieben. Feuchter Lehm quillt unter denselben Verhältnissen viel stärker; doch greift die Schwellung auch in diesem Falle nicht weit um sich. Die Kraft erschöpft sich, indem sie in kleinem Umkreise eine Verdichtung und Materialverdrängung bewirkt. Lässt



man den Block auf Lehmbrei oder Schlamm wirken, so tritt ringsum ein Aufquellen ein, welches weithin reicht.[1]) Ein solches Material vermittelt eben den Übergang zu den reinen Flüssigkeiten, was sich u. a. auch in dem vorgeführten Falle offenbart.

Ein Kistchen, dessen eine Seitenwand durch eine quadratisch (*cm*²) eingeteilte Spiegelscheibe ersetzt ist, enthält das geschichtete Untersuchungs-Material. Jede Schichte ist 1 *cm* dick und wird von der folgenden durch eine farbige Zwischenlage getrennt. Nachdem die Kiste gefüllt ist, wird auf der Grenze zwischen Material und Glas längs der vertikalen Teilstriche mittelst eines Stiftes hinabgestossen und Farbstaub in die Löcher gefüllt. Nun ist der Querschnitt der Masse in Übereinstimmung mit dem Massstabe der Scheibe quadrirt und man ist im Stande, die in Folge von Druck eintretenden Verschiebungen zu registriren. Fig. 258, 259 zeigen das be-

[1]) **Hagen**: Wasserbau 1870, I. 2., p. 14.

Digitized by Google

treffende Verhalten von Lehm, Fig. 260 und 261 zeigen das Verhalten von Sand und Brei gegen Belastung. Die Zerrung der ausgequetschten Schichten wird ersichtlich, wenn man die Oberfläche der einzelnen Schichten mit quadrirtem Fliesspapier belegt. Ich presste einen Cylinder von 6 *cm* Basis 15 *mm* tief in ein System von Lehmschichten mit Zwischenlagen von Fliesspapier. In der Tiefe von 10 *mm* unter der Basis des Cylinders vollzog sich die in Fig. 262 dargestellte Zerrung des Papieres, in 20 *mm* Tiefe zeigte sich die Zerrung Fig. 263.

In der Natur beobachtet man häufig namhafte Deformationen in Folge von Belastung.[1]) Wenn man auf Schlamm- oder Moorboden einen Damm aufschüttet, tritt eine Verdrän-

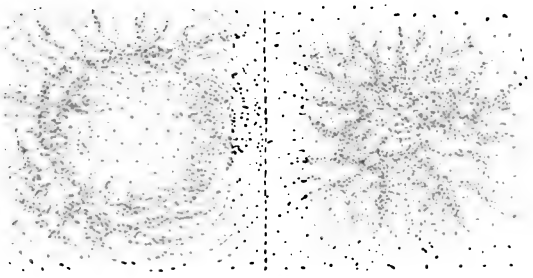


Fig. 262. Fig. 263.

gung und Senkung oft erst nach langer Zeit ein (insbesondere, wenn die Massen oberflächlich trocken waren); dieselbe hält dann aber oft durch Wochen und selbst durch Jahre an. Im selben Masse, als die aufgeschütteten Massen versinken, wird die unterlagernde plastische Masse zur Seite geschoben und seitlich aufgetrieben (Fig. 264). Fig. 265 zeigt das Profil einer einseitigen, welligen Auftreibung, welche ich an einem Seeufer beobachtete. Das Nivo des sandig-schlammigen Seeufers lag ursprünglich im Nivo des Wasserspiegels. In Folge

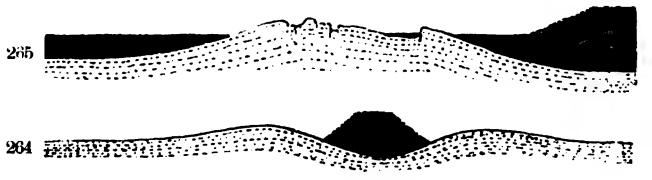
[1]) Volger erwähnt einen derartigen Fall: Während das Ufer eines Sees bei Güstrow (Mecklenburg) um 15 *m* sank, stieg in der Mitte des Sees eine Insel auf (Volger: Erde und Ewigkeit 1857, p. 428, vgl.: Über eine aufgetauchte Insel: Pog. Bd. 52, 1841, p. 191). Wolf berichtet von einer gegen das Meer sich absenkenden Tonlage, welche sich an einer Stelle 20 *m* hoch auftürmte (Z. geol. Ges. 1872, p. 53).

Digitized by Google

der Aufschüttung der (dunklen) Masse zur Rechten wurde der Horizont der Sedimente unter dem Damm deprimirt, während die ursprünglich von Wasser bedeckten Sedimente so aufgetrieben wurden, dass sie einen, dem Seeufer parallel verlaufenden Inselrücken bildeten.

Einen anderen Fall beschreibt Dwight (A. J. 1866, Vol. 41, p. 15). Die losen Massen brachen (vielleicht in Folge starker Durchtränkung) bei *x* in Fig. 266 nach der punktirten Linie ab, *a* senkte sich, das Bachbett *b* wurde dagegen aufgetrieben. Fig. 267 zeigt das Resultat: bei *x* eine Terrasse, das aufgetriebene trocken gelegte Bachbett *b*, links davon in der Ebene das neue Bachbett.[1])

Es spielen sich in diesen Fällen jene vicarirenden, oscil-



latorischen Hebungs- und Senkungs-Vorgänge ab, deren Ergebniss man als Faltung bezeichnet.

Derartige Faltungen beobachtet man in jungen, flach gelagerten losen Sedimenten häufig,[2]) auch wenn keine Aufschüttung platzgegriffen hat.

Da sieht man die losen Schichten gestaut und geknickt, die eingeschalteten Bänke in einzelne Schollen zerbrochen und in die umliegenden Massen wie in einen Teig eingeknetet u. s. f. Mallet, Fuchs, Karrer, Credner, Lossen bilden solche Verhältnisse ab.[3]) Fuchs erklärt dieselben durch die

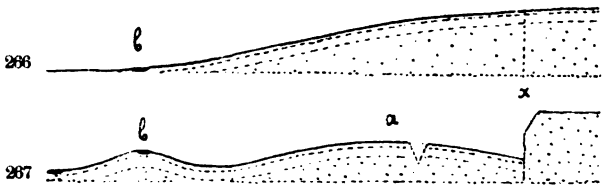
[1]) Ricketts: On subsidence and accumul. Geol. Mag. 1872, p. 121. Delesse: Oscill. Côte de France Bull. soc. geogr. 1872, p. 14.

[2]) Behrendt: Z. geol. Gesell. 1879, p. 15. Credner: Z. geol. Gesell. 1880, p. 75. Wahnschaffe: Z. geol. Gesell. 1882, p. 562, 597 weisen Fälle nach, in welchen Detritusmassen durch Gletscher gestaut wurden.

[3]) Mallet: J. geol. soc. Dublin 1851, p. 121. T. Fuchs: Jahrb. geol Reichsanst. 1872, p. 301 und Tafel 12. Karrer: Abh. der geol. Reichsanst. 1877. Credner: Z. geol. Gesell. 1880, p. 76 f.

Digitized by Google

Annahme, dass die Schwere in den Detritusmassen gleitende und rollende Bewegungen bewirkt. Lossen meint,[1]) der Untergrund habe in diesen Fällen Bewegungen ausgeführt und diese hätten sich in den hangenden Massen ungleichmässig fortgepflanzt. Wahnschaffe beobachtet in einigen dieser Fälle flache Schichten unter den gefalteten, was gegen Lossens Deutung spricht. Behrendt, Credner, Wahnschaffe suchen die Ursache im Gletscherschub. Das trifft in einzelnen Fällen zu,



doch wäre es einseitig, alle Störungen in losen Sedimenten auf diese Ursache zurückzuführen.

Ursachen der Massenbewegung; Massenbewegungen verursachen Facies-Wechsel.

Derartige Störungen des Gleichgewichtes werden z. T. durch externe, z. T. durch interne Ursachen bewirkt. Ich unterscheide folgende Fälle:

1. Wenn lose Massen von Gletschern, Lavaströmen, Sedimenten oder anderen Lasten überlagert werden, weichen sie aus und werfen Falten.[2])

2. Wenn sie einseitig entlastet, unterwühlt oder durch Erosion angegänzt werden, tritt eine faltige Massenbewegung ein.

3. Wenn lose Sedimente auf einer schiefen Ebene aufgelagert sind, tritt mit der Zeit ein Abgleiten und Falten ein; wenn sie in eine Mulde eingelagert sind, stauen sie sich in der Mulde faltig zusammen.

[1]) Lossen: Boden der Stadt Berlin 1870, p. 1018.

[2]) Belastung durch Alluvium oder Gletscher als Ursache von Massenbewegungen besprechen Ricketts: Geol. Mag. 1872, p. 119. Gardner: Geol. Mag. 1881, p. 242.

Digitized by Google

4. Wenn einzelne Partien der losen Massen (z. B. einzelne Schichten, Linsen etc.) local durch Compression, chemische Prozesse, Auslaugung etc. auf ein geringeres Volumen gebracht werden, oder umgekehrt, wenn sie durch Stoffaufnehmen schwellen,[1]) treten neue Gleichgewichtslagen in den hangenden Massen ein.

5. Wenn in losen Massen, in welchen trotz ungleichmässiger oder geneigter Lagerung Gleichgewicht herrscht, der Stand der Durchwässerung sich ändert, erleidet das Gleichgewicht tiefgreifende Wandlungen.

6. Kann das Gleichgewicht in losen Massen gestört werden durch Dislocationen im Grundgebirge (s. unten).

In Betreff des Punktes 5 sind zwei Fälle zu unterscheiden:

a) Wenn das Meer oder Grundwasser steigt und lose Massen durchtränkt, können diese schichtweise so aufgelockert werden, dass sie ein Gleiten und faltiges Rollen der überlagernden Massen bedingen.

b) Wenn das Meer oder Grundwasser fällt (oder das Land sich hebt), werden die Sedimente, welche bisher in Wasser suspendirt waren, einen vermehrten Druck ausüben und Abrutschungen, Stauungen und Faltungen erleiden.

Wenn wir uns in der Natur umsehen, finden wir begreiflicher Weise in den Alluvialgebieten, insbesondere in den Deltas viele Erscheinungen, welche unter die vorgeführten Punkte fallen. Die Schwankungen des Meeres und Grundwassers und die fortwährende Häufung frischer Alluvialmassen über den alten bedingt oft wellige Hebungen und Senkungen, welche einander zum Teile compensiren.

Diese Vorgänge werden häufig begleitet von Erdbeben, welche im Wesentlichen als tektonische Beben bezeichnet werden müssen, wenn sie auch nicht gerade die Kundgebungen einer typischen gebirgsbildenden Bewegung sind.

[1]) De Stefani meint, dass manche Senkungen der italischen Küstenstriche auf das Oxydiren der organischen Substanzen (Vermodern der Torflager) oder auf die Auslaugung der Kalksubstanz oder endlich auf einfaches Compactwerden (Zusammensitzen) zurückzuführen sein dürften. (Mem. comit. geol. 1877, p. 85.)

Digitized by Google

Seit dem Anfange unseres Jahrhunderts sind insbesondere im Indus- und Mississippi-Delta mehrfach einschlägige Beobachtungen gemacht worden. 1811 schwoll unter anhaltendem Beben ein weiter Landstrich des Mississippi-Delta so hoch auf, dass der Mississippi durch einige Zeit zurückströmte und die Boote stromauf mitführte. Mehrere Wasser-Ansammlungen von 30 *km* Ausdehnung entstanden im Senkungsgebiete, während im aufgetriebenen Gebiete mehrere Seen und Tümpel, welche vordem bestanden hatten, trocken gelegt wurden. Die Ausdehnung des Senkungsgebietes wird auf 130, bez. 50 *km* veranschlagt. Diese gewaltigen Massenbewegungen wurden ausgelöst durch heftige Erdbeben, welche zu jener Zeit das östliche Amerika trafen.[1])

Auch das Indus-Delta war wiederholt der Schauplatz derartiger, von heftigen Beben begleiteten Massenbewegungen, welche in diesem Falle durch tiefe Dislocationen im Grundgebirg aufgelöst worden sein mögen. Die Ebene des Ran von Katch ist ein todtes Marschland, welches abwechselnd vom Meer und Fluss überschwemmt und abwechselnd trocken gelegt ist. Um die Mitte des vorigen Jahrhunderts hatte der Indus einen östlichen Arm, welcher durch dieses Gebiet dem Meere zuwanderte; damals war die Gegend bewässert, fruchtbar und bevölkert. Ein feindlicher Herrscher lenkte den Indusarm ab und das Land entvölkerte sich. Die entvölkerte Gegend wurde 1819 durch eine, von bedeutenden Beben begleitete Massenbewegung betroffen. In der Ebene bildeten sich viele Spalten, aus denen Wasser hervorbrach. Ein weites Gebiet hatte sich gesenkt, der Ocean brach herein und bildete in der Senkungsmulde eine Lagune von 50 *km* (1 Tagmarsch) Durchmesser. Landeinwärts entstand eine O.-W. streichende Bodenschwelle (der Allahbund oder Gottesdamm),[2]) welche sich auf 2 Tagmärsche (80 *km*) weit verfolgen liess

[1]) Bringier: A. J. 1821, Vol. 3, p. 20. Trs. geol. soc. 1840, p. 603. Lyell: Reise, und dessen Geologie. Ratzel: Kulturgeogr. 1880, p. 149 f.

[2]) Lyell: Princ. Geol. 7 ed., p. 437 f. Suess deutet diese Erscheinung nicht als wellige Auftreibung, sondern als Abstufung des Bodens, bewirkt durch Absitzen des Vorlandes. Suess: Alpen, p. 152. Erde, Vol. 1, p. 62.

Digitized by Google

und deren Breite auf mehrere Wegstunden (25 *km*) veranschlagt wird. 1826 wurde diese flache (wenige Meter hohe) Bodenhebung wieder vom östlichen Indusarm durchbrochen.

Ob diese Massenbewegung den Karakter einer Flexur hat oder ob sie als Verwerfung zu bezeichnen sei, ist fraglich. Wahrscheinlich wurde die bez. Dislocation der losen Hangend-Massen durch eine tiefe Dislocation des Grundgebirges bedingt. Mir scheint es dass in diesem Falle neben der Senkung des Vorlandes eine Hebung des Inlandes (Bund) platzgriff.[1])

Derartige undulatorische Bewegungen ereignen sich nicht selten, es tritt je nach Umständen See- oder Flusswasser ein und der neugebildete See (bez. die Lagune) bleibt dann bestehen, bis er durch marine, fluviatile oder brakische Sedimente ausgefüllt ist.

Diese Prozesse wiederholen sich im Laufe der Zeit an verschiedenen Orten: Hier gehen die Bewegungen langsam und anhaltend, dort gehen sie ruckweise vor sich. Hier hält die Senkung an; das Süss- oder Salzwasser bleibt durch lange Zeit in der Mulde stehen und setzt Sedimente ab. Dort gehen die Senkungen ruckweise vor sich: die Seebecken versumpfen und verlanden und Wälder gedeihen auf dem neu aufgeschütteten Boden; dann tritt wieder eine Senkung, Seebildung und Sedimentirung ein u. s. f.

So kommt es, dass die Alluvialgebilde insbesondere dort, wo sie an das Meer grenzen, eine grosse Mannigfaltigkeit von vicarirenden heteromesischen und heteropischen Bildungen aufweisen.

Schotter, Sand und Schlamm, Moore, Wälder (Torf und Kohle), Süss-, See- und brakische Sedimente wechsellagern

[1]) Über die Massenbewegungen und Erdbeben von Kutsch (Indus) berichten: Burnes: Travels 1834, III., p. 310. Beche: Theoret. Geol. übers. Hartmann 1836, p. 75; Lyell: Principles, 7. Aufl., p. 438. Q. J. Geol. Soc. 1846, Jb. Mineral. 1848, p. 77. Neuerdings Bartle: Journ. Roy. Geogr. Soc. London 1870, p. 181. Suess cit. Hebungen, Senkungen und Beben im Mississippi-Delta behandeln: Bringier: A. J. 1821, p. 20, A. J. 1829 (Spaltbildung parallel dem Alleghany-Gebirg). Lyell: Brit. Assoc. Rep. 1846. Athenaeum 1846; zweite Reise nach Amerika, übersetzt von Dieffenbach, II., p. 178, 228. Lyell: Erste Reise 328. Ratzel: Kult. Geogr. 1880, I., p. 149, 188.

Digitized by Google

miteinander. Das Delta des Po, des Mississippi u. a. Flüsse weisen derartige Verhältnisse auf.[1]) Auch rechne ich hierher viele Fälle von submarinen Wäldern.

Endlich glaube ich, dass gewisse heteromesische Combinationen, welche man in verschiedenen Systemen antrifft, unter denselben Gesichtspunkt fallen. Vor allem verweise ich auf die Wechsellagerung von Kohlenflötzen mit marinen Bildungen.[2]) Da sieht man bald ein mächtiges Flötz, bald eine Reihenfolge kleiner Flötze, welche durch marine Einlagerungen von einander getrennt sind; an anderen Stellen ist die marine Facies zu einer continuirlichen Entwicklung gelangt und nur einzelne lacustre Lager treten dazwischen.[3]) (S. Kap. Facies.)

Besonders auffallend ist die Erscheinung, dass mitunter mehrere tausend Meter mächtige Ablagerungen in allen Horizonten Einschaltungen von Seichtwasser-Bildungen enthalten.[4]) Ich denke, dass sich eben auch hier ruckweise Senkungen (Vorrücken und Zusammensitzen) der bez. Delta-Alluvien abgespielt haben.

Bez. des Punktes 6 (Dislocation im Grundgebirg als Ursache von Bewegungen in losen Massen) bemerke ich, dass diese Ursache zwar in vielen Fällen wahrscheinlich ist, dass man aber meist keine zwingenden Beweise beibringen kann.

[1]) Die versunkenen Wälder von Scandinavien, England, Frankreich, Spanien, Italien halten sich an die Detritusmassen, welche von den Tälern in die See hinausreichen. Correa: Phil. Trans. 1799, p. 145, beschreibt die submarinen Wälder von Lincolnshire und schliesst auf eine Senkung jener Landschaften. Link: (Urwelt und Altertum 1822, II., p. 109) Über gesunkene Küstenstriche von Holland, vgl. Beaumont: Leçons geol. Beche: Cornwall 1839, p. 417 f., und Theoret. Geol., p. 390. Lyell: Zweite Reise nach Amerika, übers. von Dieffenbach 1851, p. 321. Smith: Q. Geol. Soc. 1847, p. 237, über versunkene Wälder an der französischen Küste. Jamieson: Q. Geol. Soc. 21, p. 186.

[2]) Schmick, welcher mehrere Beiträge zur kosmischen Geologie geliefert hat, irrt, wenn er die erwähnten Erscheinungen mit kosmischen Einflüssen in Zusammenhang bringt. (Schmick: Schwankungen 1872, p. 22.)

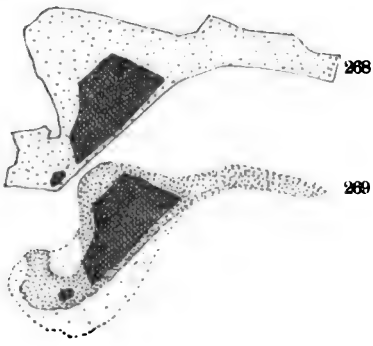
[3]) Vgl. Naumann: Geologie 1850, II., p. 469, 487, 495, 578. Beche: Vorschule 1853, p. 453 f.

[4]) Kohlenformation von Nova Scozia. J. Hall: Pal. III. Introd.

Digitized by Google

Die Bildung des Allah-Bund mag hieher gehören; ferner notire ich folgende Beispiele:

Bei dem Beben von Calabrien 1783 sassen die an den Granitzug angelagerten terziären Sedimente (bei S. Christina) auf eine Strecke von 3 Wegstunden (15 *km*) ab, so dass zwischen Granit und Terziär eine breite Schlucht klaffte. Strichweise bewegten sich die terziären Sedimente um einen namhaften Betrag vorwärts. Der geologische Bau des Gebietes spricht dafür, dass eine tiefe Dislocation des Grundgebirges den Anstoss gab, in Folge dessen die jungen Sedimente absassen.



Ebenso rechne ich hieher folgenden Fall: 1692 versank während eines heftigen Bebens [1]) ein Teil der Stadt Port Royal, Jamaika, 8—16 *m* tief unter das Meer. Fig. 268 zeigt die Gestalt der grossenteils aus Sand bestehenden Halbinsel vor dem Beben. Die punktirte Partie versank, während die schraffirten (felsigen) Teile stehen blieben. In der Folge wurde das kleine insulare Relict durch Anschwemmung wieder in der Weise, wie Fig. 269 zeigt, vergrössert. Die eng punktirte Masse wurde bis in die zweite Hälfte des vorigen Jahrhundertes an das stehen gebliebene, schraffirte Relict angeschwemmt; die äussere Kontur zeigt die fernere Alluvion bis in die 20er Jahre unseres Jahrhundertes. [2]) Die weite Ausdehnung des Bebens spricht dafür, dass auch in diesem Falle eine tiefe tektonische Störung des Grundgebirges die Massenbewegung im Alluvium auslöste.

Einteilung der Massenbewegungen.

Die im Vorstehenden erörterten Massenbewegungen sind allerdings kulturell (für den Geografen und Techniker) bedeu-

[1]) Das Beben hielt 13 Tage an und beherrschte ein weites Gebiet. Eine gewaltige Seebeben-Welle trug eine Fregatte über die Häuser von Kingston hinweg. — [2]) Phil. Trans. 1694, Beche: Vorschule p. 373.

Digitized by Google

tungsvoll, quantitativ jedoch sind sie geringfügig im Vergleich zu den Massenbewegungen, welche ausschliesslich durch das Wasser besorgt werden (s. Geol. des Wassers).

A. Die Massenbewegung in losem Material steht im Gegensatz zu den Massenbewegungen im anstehenden, festen Gestein (B). Die Gruppe B teile ich ein in *a)* plastische Bewegungen (Umlagerung, Umformung, Faltung); *b)* rupturelle Vorgänge (Klüftung, Verwerfung, Verschiebung). Die Bewegungen der Gruppe A sind meist desintegrirend,[1]) während die Massenbewegungen der Gruppe B die formelle Einheit des betreffenden Complexes nur ausnahmsweise zerstören.

Neben dieser praktischen Einteilung empfiehlt sich vom Standpunkte des Theoretikers die Einteilung der Massenbewegungen 1. in solche, welche den inneren Zusammenhang nicht stören; 2. in desintegrirende Massenbewegungen, welche die Einheit der betreffenden Massen nur lösen, aber nicht aufheben (Verwerfung, Verschiebung); 3. in zerrüttende Prozesse (Schlammströme, Bergstürze, Erosion, Abrasion).

Man sieht, dass sich beide Einteilungen z. T. decken: Die Bewegungen der losen Massen sind meist zerrüttend,[2]) während die Bewegungen im anstehenden Gebirg gemeiniglich unter die Rubriken 1. 2. fallen und nur ausnahmsweise zerrüttend sind.

Der Gegensatz zwischen den zerrüttenden Vorgängen einerseits und den desintegrirenden Prozessen in situ, sowie den plastischen Umformungen anderseits ist einschneidend: Die ersteren lassen sich mit den Abschuppungen eines Organismus vergleichen, während die letzteren den inneren Wandlungen im lebenden Wesen gleichen; die plastischen Prozesse finden ihr Analogon im organischen Wachstum und in den pathologischen Prozessen, während die rupturellen Verschiebungen im anstehenden Gestein den Rupturen im Organismus gleichen.

[1]) Schlammströme, Schlipfe, Erosion, Abrasion.

[2]) Verwerfung und Faltung in losem Material gehören in die zwei ersten theoretischen Rubriken, alle übrigen Bewegungen in losen Massen gehören in die dritte Rubrik.

Digitized by Google

Die Massenbewegungen im Anstehenden sind für den Geologen von eminenter Bedeutung, weil durch sie die Gebirgsbildung bedingt wird. In dieser Gruppe sind drei verschiedene Arten von Bewegungen zu unterscheiden:

1. die Umformung, deren wichtigster Typus die Faltung ist;

2. die Ergänzung, deren bedeutendster Typus die Verwerfung darstellt;

3. die Intrusivbildung, welche durch ihren Wachstum den Habitus des betreffenden Gebietes wesentlich beeinflusst.

Ich bespreche im Folgenden die Umformung, und zwar zunächst die

Bewegung im Festen.[1])

Die festen Körper sind nicht starr, sondern die meisten weisen bei wechselnden Existenz-Bedingungen, bei chemischen und mechanischen Einwirkungen eine namhafte innere Beweglichkeit auf. Schon der Temperaturwechsel bewirkt bedeutende formelle Wandlungen: Wenn die Sonne die Erde erwärmt, sehen wir die Erdkruste, die Felsen, die Gebäude etc. sanft schwellen; nach Sonnenuntergang dagegen schrumpfen alle Körper wieder auf ein geringeres Volumen. Der Praktiker wird durch diese Erscheinung oft sehr belästigt und muss Vorsichtsmassregeln treffen: Die Massstäbe werden dem Geometer je nach der Temperatur zu lang oder zu kurz und er muss eine entsprechende Correctur anbringen. Das Fernrohr darf nicht von der Sonne beschienen werden, sonst biegt es sich nach der erwärmten Seite convex aus. Der Baumeister lässt, wo Eisen mit Stein in Verbindung tritt, einen Spielraum, um die durch die ungleiche Ausdehnung beider Stoffe bedingte Zerrung und Sprengung des Gebäudes zu vermeiden.

Der auf anstehendem Fels ruhende Pfeiler der Sternwarte von Neuchâtel zeigt eine halbjährige Verschiebung, und zwar verschiebt sich die S.-Axe des Fernrohres im Winter gegen O., im Sommer erfolgt eine westliche Gegenbewegung.

[1]) Reyer: Jb. geol. Reichs. und Ausland 1880.

Digitized by Google

Zugleich beobachtet man im Laufe der Jahre eine dauernde Ortsbewegung gegen West. Der periodische Teil dieser Verschiebung wird durch die im Laufe der Jahreszeiten wechselnde Erwärmung des Berggehänges verursacht, während die continuirlich zunehmende Verschiebung gegen W. offenbar in geologischen Wandlungen (Faltung oder Verwerfung) ihren Grund hat. [1])

Eisenbrücken, welche auf steinernen Pfeilern ruhen, legt man auf Schlitte, so dass sie sich beliebig dehnen oder kürzen können. [2]) Wenn Schienen bei kaltem Wetter gelegt werden, müssen die Zwischenräume namhaft sein, damit die Schienen an warmen Tagen sich nicht stauen und verbiegen etc.

Gemeiniglich tritt in der Natur in Folge des Temperatur-Wechsels nur eine vorübergehende Schwellung, bez. Schrumpfung der Gesteine ein. Es kommt aber auch vor, dass die kleinsten Teile unter geänderten Verhältnissen sich so verschieben, dass eine Rückkehr in die alten Lagen nicht mehr eintreten kann und zwar tritt bald eine Zertrümmerung ein, [3]) bald greift eine innere Umlagerung oder endlich eine dauernde Umformung platz. Ich unterscheide die folgenden Fälle:

1. Krystalline Umlagerung.

Die molekulare Anordnung eines Körpers hängt von den Existenz-Bedingungen ab; dieselbe Substanz weist je nach den genetischen Verhältnissen amorfes oder krystallines Gefüge auf. Geschmolzener Zucker erstarrt glasig, während er sich aus seiner wässerigen Lösung in Krystallen abscheidet. Die eine und die andere innere Ordnung ist unter gleichbleibenden Verhältnissen normal, haltbar, während sie bei geänderten Lebensbedingungen als gezwungen und unhaltbar

[1]) Hirsch: Bul. soc. sc. nat. Neuchâtel 1883, Vol. 13. Faye: C. R. 1883, Vol. 96, p. 1757. Geograf. Jber. Vol. 10, p. 11. Auch Förster beobachtet an der Berliner Sternwarte eine Beeinflussung durch den Sonnenstand, dagegen keine constante Verschiebung; das Alluvium ist in diesem Falle stationär. Astron. Nachr. 1884, Vol. 107.

[2]) Rinmann: Eisen 1782 übers. 1814, p. 188.

[3]) Zersplitterung der Felsen in tropischen Gegenden in Folge von namhaftem Temperaturwechsel.

Digitized by Google

erscheint. Setzen wir den Krystallzucker einer höheren Temperatur aus, so wird er weich und glasig, lassen wir den starren Glaszucker lange bei niederer Temperatur liegen, so wird er zuerst stellenweise, dann durch und durch trüb und brüchig in Folge der krystallinen Umlagerung. Die Teile, welche sich bei hoher Temperatur ordnungslos gelagert, haben also bei niederer Temperatur das Bestreben, sich umzuordnen und allmählig in passende Lagen umzurücken. [1])

Diese Umlagerung geht rasch vor sich, wenn man den amorfen Zucker mechanisch beeinflusst. Wird die auf 40° abgekühlte Zuckermasse zwei Minuten lang einer wiederholten Streckung unterworfen (gestreckter Stangenzucker), so steigt die Temperatur auf 80° und die Masse ist nun krystallin.

Überlässt man die Masse sich selbst, so erfolgt die Umlagerung langsam. Im ganzen Körper vollziehen sich Lage-Veränderungen, doch ist jede derselben so geringfügig, dass schliesslich doch der ganze Körper dieselbe Gestalt aufweist wie vor Beginn des Umlagerungs-Prozesses. In gleicher Weise wird auch geschmolzene (glasige) arsenige Säure nach längerer Zeit trübe und feinkörnig, krystallin; die Substanz wird in ein Haufwerk von Octaedern verwandelt. Das innere Gleichgewicht, welches bei hoher Temperatur herrschte, ist gestört, sobald eine niedere Temperatur eintritt und die kleinsten Teile sind beweglich genug, um mit der Zeit den neuen Bedingungen entsprechende Stellungen einzunehmen. [2])

Wie in diesen Fällen amorfe Massen eine innere Ordnung erhalten, so können auch bereits krystallin geordnete Körper unter geänderten Verhältnissen eine Umlagerung nach neuen Richtungen erfahren. Nicht wenige Körper lagern sich je nach der Abscheidungs-Temperatur in verschiedener Gestalt ab, immer aber entspricht bestimmten Erstarrungs-Bedingungen auch eine bestimmte innere Anordnung und Krystallform. Kommt dann ein solcher unter ge-

[1]) Hausmann (Abhandl. Ges. Wiss. Göttingen 1847, p. 65) über krystalline Umlagerung.

[2]) N. Fuchs hat das alte Vorurteil, als könne die Krystallisation nur in liquiden Massen eintreten, bekämpft (Akad. München 1833).

Digitized by Google

wissen Verhältnissen gebildeter Krystall unter neue Existenz-Bedingungen, so wird das Gleichgewicht gestört und diese Störung kann mitunter so stark werden, dass endlich die alte Ordnung gebrochen wird. Dann rücken die Teilchen da und dort, plötzlich oder langsam in neue, den geänderten Verhältnissen angepasste Stellungen.

Der Schwefel krystallisirt unter gewöhnlichen Verhältnissen rhombisch, während sich aus heissen Lösungen desselben monokline Krystalle ausscheiden. Die letzteren Formen sind bei normaler Temperatur nicht beständig und es tritt demnach im monoklinen Krystall eine Umlagerung ein, bis der ganze Krystall mit Beibehaltung der monoklinen Gestaltung in ein Haufwerk rhombischer Krystalle umgewandelt ist.

Besonders leicht geht diese von einer Trübung begleitete körnige Umlagerung von statten, wenn man den Krystall an einer Stelle ritzt. Dann ist der Bann gebrochen und von der geritzten Stelle aus geht die Trübung und Umlagerung sichtlich weiter bis der ganze Krystall umgewandelt ist. Man kann diesen Prozess auch leicht akustisch verfolgen, wenn man den Ton einer gegossenen Schwefelplatte bestimmt und von Zeit zu Zeit prüft. Man findet, dass der Klang sich Stunde für Stunde und Tag für Tag ändert, und erst nach langer Zeit beständig wird.[1])

Der Kalk, welcher aus heissen Quellen oder durch gewisse Organismen ausgeschieden wird, hat die Gestalt des Aragonit. Unter anderen Verhältnissen ordnen sich die Teile rhombisch als Kalkspat; der Aragonit der Muschelschalen wandelt sich nach dem Tode des Tieres gleichfalls in Spat.[2])

Umlagerungen in Metallen treten oft ein in Folge

[1]) Savart: Ann. Chim. Phys. 1819, 12, p. 74. Haidinger: Pog. Ann. 1827, Bd. 11, p. 177. Hrankenheim: Cohäsion, 1836, p. 396. Scheerer: Über Paramorfismus 1854. C. Fuchs: Künstlich dargestellte Mineralien. 1872, p. 31 f.

[2]) Marcel de Serres: Ann. sc. nat. 1847, p. 21. Necker, Beche, Naumann: Geologie 1850, I., p. 747. Hausmann: Abh. Ges. Wiss. Göttingen, 1847, III., p. 64. Rose (Pog. Ann. 1837, Bd. 42, p. 364), weist nach, dass auf nassem Wege bei niederer Temperatur Calcit, bei hoher Temperatur aber Aragonit gebildet wird. Wenn man den durch Fällung

Digitized by Google

von namhaftem und wiederholtem Temperaturwechsel oder auch in Folge von mechanischen Einwirkungen (insb. Erschütterung). Jeder Ingenieur, Fabrikant oder Artillerist kann einschlägige Erfahrungen mitteilen:

Die Wagenaxen, welche ursprünglich aus zähem, faserigem Eisen geschmiedet waren, brechen oft nach längerem Gebrauche unversehens und wenn man dann die Bruchfläche betrachtet, gewahrt man statt der Fasern spiegelnde Krystallflächen. Das Metall ist in Folge der Erschütterung krystallin und hiedurch brüchig geworden. In gleicher Weise werden auch eiserne Schwungräder krystallin und wenn sie auch anfangs eine starke Probe ausgehalten, können sie nach einer Reihe von Jahren plötzlich springen. Bronzekanonen erhalten, wenn sie oft durch Schüsse erschüttert worden, ein grobkörniges Gefüge und werden hiedurch brüchig. Nach tausend Schüssen kann es geschehen, dass eine Kanone, welche anfangs die stärkste Ladung vertrug, bei einem ganz schwachen Schusse zerspringt. [1])

Noch intensiver wirken starke mechanische Umformungen auf das Gefüge: Wie amorfer Zucker durch wiederholtes Ausziehen binnen weniger Minuten krystallin wird, so erfährt auch das Eisen beim Drahtziehen (bez. Walzen) eine so tief-

aus heisser Lösung gebildeten Aragonit längere Zeit bei niederer Temperatur unter Wasser stehen lässt, tritt eine Umlagerung zu Kalkspat ein.

Diese Umwandlung tritt aber auch ein, wenn man den Aragonit schwach glüht. Grosse Krystalle zerfallen hiebei zu gröblichem Calcitpulver; kleine Krystalle hingegen werden mit Beibehaltung der alten Gestalt in Afterkrystalle umgewandelt.

[1]) Humboldt: Kosmos I., p. 460. Schubarth: Repert. Techn. 1823—1853 Kap. „Eisen". Beaumont: Mem. Geol. France, II., p. 411. Warrington: Mem. chem. sc. 1843, II. Augustin: (Jb. Min. 1848, p. 747) erwähnt, dass Flintenläufe krystallin werden. Der Bruch zeigt Hexaederflächen. Mayer: Erdmanns J. 1831, p. 3. Church: Chem News 1871, p. 243: Über das Brüchigwerden der Geschütze. Rotglühendes Schmiedeisen, in Wasser gekühlt, contrahirt sich nach Wrightson um 0·14%. Wiederholt man diess 15mal, so tritt eine Verkürzung um 2% ein, was auf eine namhafte Umlagerung schliessen lässt. Armstrong, (Chem. News 1860 und Dinglers J. Bd. 158, p. 416) lehrt, dass man das Krystallinischwerden der eisernen Dampfkessel und Wagenaxen vermeiden könne, indem man dem Gusse bis zu 1% Nickel zusetze.

Digitized by Google

greifende Umlagerung, dass es brüchig wird. Der Draht muss, soll er nicht reissen, während des Ziehens wiederholt geglüht werden.

Die Umlagerung wird beim Eisen begleitet von einer entsprechenden Wandlung der magnetischen Eigenschaften. Hämmer, Pumpgestänge etc. werden durch langen Gebrauch magnetisch und man kann letzteres Merkmal benützen, um den Grad der molekulären Umlagerung zu erfahren: Der Kunststeiger des Bergwerkes hält seine eiserne Lampe an das Pumpgestänge; wird sie stark angezogen, so weiss er, dass es hohe Zeit ist, das Gestänge auszuwechseln. [1])

Eine feine Prüfung zeigt, dass schon geringe Bewegungen genügen, um andauernde Verschiebungen der Moleküle zu bewirken. So werden Stimmgabeln oft schon nach kurz anhaltender Erschütterung verstimmt, was offenbar eine innere Umlagerung anzeigt und Messstangen sind nach längerem Landtransporte nicht brauchbar, weil sich der Ausdehnungs-Coëfficient des Metalles geändert hat und neuerlich bestimmt werden muss. [2])

Ausser der Erschütterung ist auch der Temperatur-Wechsel der Umlagerung günstig. Bekannt ist, dass Eisen, welches wiederholt der Glut ausgesetzt wird, ein krystallines Gefüge erhält. Eisenbestandteile der Öfen, insbesondere Roststäbe sind nach einigen Jahren durch und durch grobkrystallin, ja grossblättrig und brechen schliesslich schon, wenn ein grosses Stück Kohle darauf geworfen wird; Stabeisen, in flüssiges Gusseisen getaucht, wird krystallin etc. [3])

Umgekekrt kann auch wiederholte oder anhaltende Kälte eine Umlagerung der kleinsten Teile bewirken. So hat man beobachtet, dass reines Zinn durch starken Frost grobkrystallin wird. Orgelpfeifen wurden nach anhaltender Kälte körnig und brüchig und Blöcke von Banka-Zinn erhielten

[1]) Dinglers J. 1872, Bd. 203, p. 73

[2]) Bessel, Bayer, Berliner Ber. Fortschritte der Physik für 1867, p. 3.

[3]) Zinken: Breislak's Lehrbuch der Geologie, übers. III, p. 692 f. Über das Krystallinwerden des Glases berichten: Réaumur: Mem. Acad. Paris 1739, p. 370. Klir: Phil. Trans. 1776, p. 536. Daubrée: Rapport Geol., p. 12.

Digitized by Google

unter den gleichen Bedingungen eine rauhe, warzig aufgetriebene Oberfläche und ein faserig strahliges Gefüge; einige Stücke waren sogar geplatzt und in krystallinen Sand zerfallen. [1])

In dieser Weise wirken Erschütterung und Temperaturwechsel. Ausserdem wird aber auch durch Elektricität eine Umlagerung in festen Körpern bedingt. Geringe elektrische Bewegung genügt, um empfindliche Körper zur Umlagerung zu veranlassen. Durch stärkere Ströme werden aber sogar die Leitungsdrähte verändert und brüchig.

All diese Momente bewirken je nach der Stärke der Einwirkung und je nach der Natur des beeinflussten Körpers verschiedene Resultate. Manche Körper verlangen heftige Einwirkungen, andere sind so sehr zur Änderung geneigt, dass der geringste Anstoss von aussen genügt, um die Umlagerung einzuleiten. So wird der monokline Schwefel durch blosses Ritzen zur rhombischen Umordnung veranlasst. In vielen Fällen sind die äusseren Veranlassungen sogar so geringfügig, dass man wohl zu sagen pflegt, die Umlagerung gehe „von selbst" von statten.

Ausser der Heftigkeit der Einwirkung ist auch die Dauer derselben von Bedeutung. Je stärker das molekulare Gleichgewicht in einem Körper gestört wird, und je leichter die Moleküle sich verschieben, um so rascher kann die Umordnung von statten gehen. Im schnell gekühlten Glase sind die Moleküle so widerstrebend gelagert, dass bei einem unbedeutenden Anstoss von Aussen ein rasches Umspringen, Platzen und Zerstäuben eintritt. [2]) Im geschmolzenen doppelt chromsauren Kali entstehen, wenn man dasselbe erstarren lässt (in Folge verschiedener Zusammenziehung), zahllose Risse, es platzt und zerstäubt endlich zu einem Krystallpulver. In den gelben Krystallen von Quecksilberjodid widerstreben die kleinsten Teile einander gleichfalls, sobald die

[1]) Gmelin: Chemie und Fritsche: Comptes rend. 1868, Bd. 67, pag. 1106.

[2]) Schrötter (Sitzber. Akad. Wien 1863, II., p. 457) erwähnt, ein schlecht gekühltes Glas habe sich in Folge starker Erschütterung geblättert und abgeschält.

Digitized by Google

Temperatur, bei welcher diese Ordnung entstand, nicht erhalten wird. Aber es ist doch der Zusammenhalt so gross, dass ein äusserer Anstoss erforderlich ist, welcher die gezwungene Ordnung bricht. Ist durch einen zarten Stoss, Ritzen oder Reiben an irgend einer Stelle des Krystalles eine Bresche gebrochen, so pflanzt sich die Bewegung wie beim geritzten Bologneser Glase durch die ganze Masse fort; während aber im Glase ein rasches Zerstieben eintritt, geht die Umlagerung im Quecksilberjodid langsamer von statten und bleibt der Zusammenhang im Körper erhalten. Das gelbe Krystallkorn wird dort, wo es geritzt wurde, scharlachrot und wie die Umlagerung ansteckend weiter wandert, so greift auch die rote Färbung langsam um sich, bis der ganze gelbe Krystall scharlachrot umgefärbt ist.

Hier können wir also die Wandlung schrittweise und mit den Augen verfolgen. In zahllosen anderen Fällen aber gehen derartige Umlagerungen träge, ungleichmässig und örtlich vor sich, so dass man erst nach längerer Zeit und bei scharfer Aufmerksamkeit die Änderung wahrnimmt. In geschmolzenem Zucker beobachtet man die Trübung und entsprechende Umlagerung nach mehreren Tagen, geschmolzene arsenige Säure und andere Körper bedürfen noch längerer Zeit, ja bei den meisten Substanzen zieht sich die Umlagerung durch eine lange Reihe von Jahren, ohne zum Abschlusse zu kommen. Jahrelang können die Teilchen in einer eisernen Wagenaxe sich umlagern, bis endlich das Gefüge an einer Stelle so krystallin wird, dass die Axe bricht. Tausende von Schüssen können aus einer Kanone abgefeuert werden, bis das Metall durch die Erschütterung so umgefügt wird, dass es endlich platzt. Und unzählbar sind die Fälle, in welchen feste Körper der kurzen menschlichen Beobachtung als unveränderlich erscheinen, obwohl man aus gewissen Tatsachen schliessen muss, dass auch sie allmähligen inneren Wandlungen unterworfen sind.

Digitized by Google

2. Stoffwandlung bei constanter Form.

Durch die besprochenen krystallinen Umlagerungen wird nur das Gefüge gewandelt. Stoff und Form des Körpers aber bleiben erhalten. Verwickelter wird der Vorgang, wenn nun auch der Stoff des Körpers eine Änderung erleidet und nur die alte Gestalt erhalten bleibt.[1]) Solche Wandlungen können zu Stande kommen, indem der Körper von seinen Stoffen verliert oder indem er fremde Stoffe aufnimmt; auch können Aufnahme und Abgabe einander begleiten. Das rostende Eisen nimmt Stoffe auf, die Masse quillt, bewahrt jedoch annähernd die alte Form. Magneteisen in Wasserstoff geglüht gibt Sauerstoff ab und schwindet, die Form aber bleibt ungeändert; ja man nimmt noch die dem Magneteisen eigentümliche Spaltbarkeit wahr. Wenn Eisen in Kohle eingebettet erhitzt wird, so behält es die Gestalt, nimmt aber Kohle auf. Glüht man Stahl in Eisenfeile, so wird derselbe entkohlt. Wenn man Kupfergeräte in einem Strome von Zinkdampf erhitzt, so dringt das Zink in das Kupfer ein und das Gerät wird zu Messing etc.

Die umgewandelten Körper sind in diesen Fällen schwerer oder leichter geworden, die Masse ist aufgeschwollen, bez. geschrumpft. Dass die äussere Form bei so durchgreifenden Wandlungen auch mitunter verzerrt wird, ist natürlich. Falten, Runzeln und Grübchen treten an der Oberfläche der umgewandelten Körper nicht selten als Folge von Stoffverlust auf; Höcker und Auftreibungen stellen sich hingegen oft als begleitende Erscheinungen der Stoffaufnahme ein.

3. Das innere Wachsen der festen Gebilde.

Wie der Ton, wenn er befeuchtet wird, anschwillt, wie das Eisen, wenn es rostet, aufquillt, so wird auch das trockene Holz, wenn wir es befeuchten, aufgetrieben. Diese Beobach-

[1]) Über Wandlungen der Krystalle Wöhler: Chemie und Pog. Ann. 1832, Bd. 26, p. 182. Frankenheim: Cohäsion 1836. Karsten: Eisenhüttenkunde, 3. Aufl., I., p. 604. IV., p. 164. Blum: Pseudomorfosen 1843. Hausmann: Abhandl. Ges. d. Wiss. Göttingen 1847. Bd. III.

Digitized by Google

tungen sind alt und frühe schon hat man das Wachstum lebender Wesen durch derartige Vorgänge erklärt. Mathesius hebt hervor, dass die Bäume und Früchte aufquellen und wachsen, indem sie die Säfte der Erde in sich saugen. Im Gegensatze hiezu aber meint er, wachsen die Gesteine, wie der Sprudelstein von Karlsbad durch äussere Anlagerung.[1])

Viele Autoren der folgenden Zeit sprechen sich übereinstimmend aus. Im siebzehnten und achtzehnten Jahrhundert aber wurde bereits behauptet, dass nicht bloss die Pflanzen, sondern auch viele steinige Substanzen innerlich schwellen und wachsen. Steno und Lister sind der Meinung, dass die Kalkschalen der Meerestiere und die Knochen in solcher Weise grösser werden (Wachstum durch Intussusception). Natürlich wird ein fester Körper, welcher in dieser Weise wächst, sich im Laufe der Zeit wie eine plastische Masse verhalten und äusseren Einwirkungen in höherem oder geringerem Grade nachgeben. Diess sieht man an den Ästen und Wurzeln der Pflanzen, sobald sie eingeschnürt oder geklemmt sind. Sie bequemen sich der Zwangslage, sie schmiegen sich an ihre Fesseln und umwachsen dieselben.[2])

Die Wurzeln der Bäume dringen in Felsen und Mauern und wachsen in den Klüften so unwiderstehlich, dass sie Fels

[1]) Mathesius, Prediger zu Joachimstal in Böhmen, ist der Verfasser der „Sarepta“ oder Bergpredigten (1562). Ich beziehe mich auf die 4. Aufl. vom Jahre 1679, 3. und 6. Predigt, p. 134, 241.

[2]) Walch: Beschäft. der Berliner Gesellsch. von Naturfreunden 1785, p. 23, 240 f. Sachs: Botanik, 3. Aufl., p. 58, 574. Über das Wachsen des Holzes und über Baumnarben berichten: Du Hamel: Hist. et Mem. Acad. Paris für das Jahr 1746 (ed 1751), p. 319 f.

Göppert: Über Zeichen in lebenden Bäumen 1868, und Jb. schles. Forstvereines, Breslau 1868, p. 252, 1869, p. 278. Göppert zeigt, wie das Cambium zwischen Holz und Rinde die Tendenz hat, jede Verletzung auszugleichen. Wo dem Baume eine Wunde beigebracht wird, da wuchert und schwillt das Cambium von allen Seiten, bis die Wunde vernarbt ist. Wie ein plastischer Teig verhält sich diese wachsende Substanz, sie schmiegt sich jeder Erhöhung oder Vertiefung an, umfliesst fremde Körper (Holzsplitter, Steinchen u. s. f.) und ebnet schliesslich Alles aus.

Digitized by Google

und Mauer sprengen. Die alten Egypter verwendeten das quellende Holz als Sprengmittel in den Steinbrüchen etc.

Analoge Vorgänge treffen wir in der unorganischen Welt. Eine der lehrreichsten bezüglichen Erscheinungen kann man auf jedem winterlichen Ausfluge kennen lernen, wenn man den gefrorenen Boden in der Nähe der Bäche und Flüsse betrachtet. Man sieht da die Steine in den Feldern und am Bachrand beeist und wenn man einen derselben aufhebt, so lässt sich erkennen, dass auch die Unterfläche übereist ist. Der Stein liegt nirgend auf dem Boden, sondern ist von demselben durchaus getrennt durch eine doppelte Eisschichte. Das Frieren der zuwandernden Feuchtigkeit hat zugleich vom Grund und vom auflagernden Stein aus begonnen und indem dieses Zuwandern und Frieren andauerte, wurde der Stein durch die anwachsende und schwellende Eisschichte gehoben. Dieser Vorgang wiederholt sich in so zahlreichen Fällen, dass man schliesslich die Erkenntniss gewinnt, dass der ganze Boden durch das Frieren der zwischengelagerten Feuchtigkeit aufgetrieben und gequollen ist. Hier ist also die Gravitation durch die Gewalt der Molekular-Anziehung überwunden worden. Der Druck des Steines hat das Eindringen des Wassers nicht hindern können. Dieses hat vielmehr frierend den Stein vom Boden weggehoben und hält ihn schwebend.[1])

Ähnliche Erscheinungen, wenn auch in kleinerem Massstabe, kann man im Laboratorium beobachten. Wenn man gewisse Salze (z. B. Vitriol) in einem glasirten Tongefässe stehen lässt, schwitzt die salzige Flüssigkeit durch und krystallisirt unterhalb des Topfbodens aus. War der Boden schlecht glasirt, so wird auch die Glasur durch anschiessende Krystalle losgesprengt und so wird das ganze Gefäss durch die anwachsende und schwellende Krystallschichte vom Boden getrennt und allmählig gehoben.[2])

Die Ergebnisse derartiger Vorgänge begegnen dem Geologen sehr häufig. Wer einmal die durch Eis getrennten Ge-

[1]) Breithaupt: Paragenesis 1849, p. 46.

[2]) Volger: Pog. Ann. 1854, Bd. 93, p. 225. Viennois: Comptes rend. 1865, Bd. 60, p. 421.

Digitized by Google

steine betrachtet hat, wird an das Bild erinnert, so oft er ein Conglomerat sieht. In letzterem Falle ist nur das Eis durch Kalk oder irgend ein anderes mineralisches Zement vertreten. Durch das Anwachsen des Bindemittels werden die zusammengekitteten Stücke immer weiter auseinander gedrängt und erscheinen endlich wie schwimmende Inseln rings von mächtigen Kittmassen umwallt und umwachsen.[1])

Aufblick Fig. 270 und Profil Fig. 271 zeigt, wie ein abgeschnittener Ast vernarbt; in Profil Fig. 272 ist ein Teil der Holzsubstanz verfault und die (punktirte) Neubildung füllt die (schwarze) Höhlung. Das Cambium verhält sich in diesen Fällen, wie ein quellender Teig; es umwallt und überkleidet im Falle der Verletzung die Wunde. — In der Nähe von Schwefelwasserstoff-Fumarolen bildet sich durch Einwirkung des Gases auf die kalkhaltigen Tuffe Gyps. Da und dort wachsen in der Erde einzelne Gypskrystalle, diese ziehen alle neuentstehende gypsführende Feuchtigkeit an sich, sie schwellen und drängen die umgebenden Gesteine auseinander.[2])

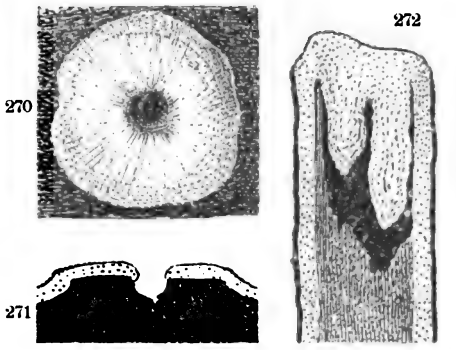


Fig. 273 zeigt einen durch Eisbildung vom Boden abgehobenen Stein, Fig. 274 veranschaulicht „schwimmende Schollen“ des Wandgesteines in einem Mineralgang. In Fig. 275 sieht man eine Wechsellagerung von (dunklem) Mergel und (weissem) Gyps. Der Anchydrit ist bei der Umwandlung in Gyps angeschwollen und hat die Mergelschicht in Bruchstücke zertrieben; die hiedurch entstandenen Spalten wurden Zug um Zug durch Gyps ausgefüllt. Kalkige Partikel (Conchylien etc.) in Sedimenten fesseln die Kalklösungen, welche

[1]) Fournet im 3. Bd. von Burat: Geogn. 1835, p. 417 f. Breithaupt: Paragenesis 1849, p. 22, 45. Cotta: Gangstudien 1850, II., p. 285.

[2]) Vgl. Bunsen in Wöhler's Jb. 1847, Bd. 62. Volger in Pog. Ann. 1854, Bd. 93, p. 247. Cotta: Gangstudien, IV., p. 16.

Digitized by Google

in ihre Nähe kommen, und es entsteht allmälig eine ballenförmige Masse. Im Centrum dieser Kugel findet man noch den Rest des Organismus, welcher den ersten Anstoss zu dieser Bildung gegeben. Manchmal drängt die Kalkconcretion das umgebende Material auseinander; in anderen Fällen aber gelingt es den anschiessenden Kalkkrystallen nicht, die fremdartigen Gebilde der Umgebung von sich abzudrängen, sondern sie begnügen sich, die Zwischenräume auszufüllen, mit anderen Worten: sie treten als Kitt auf. Besonders in Sandsteinen und Tuffen trifft man häufig solche unreine Kitt-Concretionen.[3])

Wir sehen, wie durch derartige stoffliche Wandlungen (secretionäre und concretionäre Prozesse, interstitielles Wachstum) mannigfaltige Deformationen in den starren Gebilden der Erdkruste bedingt werden. Local entstehen Knoten und Linsen oder es wächst der ganze Gesteinskörper durch Intussusception; einzelne Schichten schwellen in Folge dieser Prozesse. Die Faltung, welche meist durch Änderung des Gleichgewichtes bewirkt wird, ist in anderen Fällen durch die geschilderten Vorgänge verursacht. Ausserdem ist bedeutungsvoll die

Mechanische Einwirkung; Festigkeit.

Spröde Körper lassen sich durch rasch einwirkende Kräfte nur unbedeutend umformen; versucht man die Umgestaltung weiter zu treiben, so tritt Trennung des Zusammenhanges ein. Die Festigkeit eines Körpers wird bestimmt durch die Last, unter welcher ein Prisma der bez. Substanz bricht. Man unterscheidet 1. Druckfestigkeit (rückwirkende oder relative Festigkeit); 2. Zugfestigkeit (Zerreissungs- oder absolute Festigkeit). Vgl. die folgenden Werte (x Kilo p. cm^2).

Digitized by Google

Substanz	Druckfestigkeit	Zugfestigkeit	
	Mittel	Mittel	Grenzwerte
Stahl	8000	9000	8000–19.000[1])
Schmiedeisen	4000	4000	3000–12.000[2])
Gusseisen	7000	1200	1000–1500
hartes Holz	700	800	600–2400
weiches Holz	600	700	600–1400
Granit	800	100	—
Sandstein	700	80	—
Kalkstein	500	60	—
Ziegel	200	20	—

Plastische Substanzen können, ohne zu zertrümmern, durch Zug, Druck und Stoss beträchtlich deformirt werden. In ausgezeichneter Weise besitzen gewisse Metalle diese Eigenschaft. Wenn man Drähte längere Zeit einspannt und mit Gewichten belastet, so geben sie allmählig nach und biegen und dehnen sich. Rascher und leichter folgen sie einer mechanischen Gewalt, wenn man sie erwärmt. Dass stärkere Einwirkungen die Metalle zu den weitgehendsten Umformungen zwingen können, ist bekannt. Ein grosser Teil der Kultur beruht auf der Verwertung dieser Eigenschaft. Wir strecken und dehnen das Eisen; unser Verkehr, unser Friedensleben und unsere Kriegswerke sind mitbedingt durch die Umformbarkeit der Metalle.

Bei der Streckung der Metalle tritt eine gleitende Verschiebung der Teile ein, welche von namhafter Wärmeentwicklung begleitet ist; bei übertriebener Beanspruchung tritt Trennung des Zusammenhanges ein. Blei, Zinn und andere pastöse Metalle geben dem Zug nur wenig nach, es tritt an der schwächsten Stelle bald eine strömende Bewegung und endlich das Abreissen ein.[3]) Beim Eisen hat die Streckung bis zu einer gewissen Grenze eine Vermehrung der Festigkeit zur Folge. Endlich wird aber auch bei diesem Material

[1]) Zugfestigkeit für gemeinen Stahl = 8000—10.000, Stahldraht = 8000–14.000, Uhrfedern = 14.000—19.000. Der Mittelwert bezieht sich auf gemeinen Stahl.

[2]) Zugfestigkeit für gemeines Schmiedeisen = 3000—6000 Eisendraht = 6000–12.000. Die Zugfestigkeit für gehämmertes oder gewalztes Kupfer = 2000—2500, Kupferdraht = 4000—7000, Blei = 100—200.

[3]) Thurston: Dinglers Jb. 1877, Vol. 223, p. 333, Vol. 225, p. 17.

Digitized by Google

der Punkt erreicht, an dem ein breiartiges Fliessen des Metalles und das Abreissen eintritt. Der Eisendraht wird schon bei geringer Belastung mässig gestreckt. Nachdem aber schon eine namhafte Verminderung des Querschnittes eingetreten ist, kann man die drei- bis vierfache Last anwenden, ohne eine weitere Streckung zu erzielen.

Für die Umformung sind bedeutungsvoll folgende Momente:

1. die Beschaffenheit der bez. Substanz (chemischer und fysikalischer Karakter; Gefüge, Durchtränkung etc.);

2. der Grad der mechanischen Einwirkung;

3. die Art der Einwirkung, und zwar ist der Druck für die plastische Umformung in allen Fällen, für die rupturelle Umformung in den meisten Fällen wirkungsvoller als ein mechanisch äquivalenter Stoss. Bei der Metallverarbeitung muss die Stossarbeit (Hämmern) 2—5-, ja 10mal so gross sein, als eine den gleichen Effect erzielende Druckarbeit (Pressen, Walzen). Diese Unterscheidung fällt jedoch für unsere Betrachtung nicht ins Gewicht, da die Umformungen in der Erdkruste immer durch Druck bewirkt werden.

4. Bedeutungsvoll ist ferner die Dauer der Einwirkung. Die meisten Substanzen brechen oder zerreissen, wenn sie anhaltend belastet werden, unter einem Gewicht, welches viel geringer ist als jene Belastung, bei welcher der Bruch sogleich eintritt.

Auch die Wiederholung der Beanspruchung ist von Einfluss: Wiederholte Spannungen können auch, wenn sie tief unter der Bruchbelastung liegen, Rupturen bewirken,[1]) und zwar ist insb. eine grosse Spannungs-Differenz für die Ruptur entscheidend.

Wenn ein Draht wiederholt gezerrt, dazwischen aber immer wieder vollkommen entlastet wird, tritt die Ruptur endlich bei einer tief unter der normalen Bruch-Belastung liegenden Beanspruchung ein. Einer beliebigen Minimal-Spannung entspricht ein Maximum der Spannung, bei welcher, wenn die Spannungen innerhalb dieser Grenzen sehr oft wechseln, der Bruch endlich eintritt. Wenn die Maximal-

[1]) Wöhler und Spangenbergs Versuche mit Eisen.

Digitized by Google

Spannung noch kleiner wird, tritt bei beliebiger Wiederholung kein Bruch ein. Diese Grenze wird als „Arbeits-Festigkeit“ bezeichnet. Je grösser die Minimal-Spannung, desto grösser ist die bez. Arbeits-Festigkeit. Ist die Minimal-Spannung = 0, d. i. herrscht zwischen den aufeinanderfolgenden hohen Spannungen ein spannungsloser Zustand, so ist die Arbeits- Festigkeit am kleinsten. [1])

5. Ist die Temperatur für die Deformation wichtig. Die Festigkeit des Kupfers und der Kupfer-Legirungen nimmt für je 100° um etwa 5—6% ab und andere Metalle verhalten sich analog. Das Schmiedeisen nimmt eine Ausnahmsstellung ein, indem seine Festigkeit bis zur dunklen Rotglut zu-, dann aber rasch abnimmt. [2])

Aus dem Vorgeführten geht hervor, dass für die Umformung bedeutungsvoll ist der Grad sowie die Dauer der mechanischen Einwirkung und die Temperatur. Bei hoher Temperatur und hohem Druck vollzieht sich die Umformung der Metalle u. a. Substanzen leicht; aber auch hoher Druck allein genügt, um Metalle zusammenzuschweissen und selbst zu legiren; [3]) man kann Metallplatten, die in einem spritzenförmigen Gefäss einem hohen Druck ausgesetzt sind, auspressen wie einen Brei. [4])

[1]) Ott: Mechanik und grafisches Rechnen.

[2]) Bei 300° ist das Eisen um 16% fester als bei normaler Temperatur. Fischer: Dinglers J. 1874, Vol. 213, p. 306.

[3]) Die Schweissung vollzieht sich, wenn die Flächen rein sind und die Luft aus den Interstitien entfernt ist. Friedel: Wiedemanns Ann. Beil. 1884, p. 103. Bi., Cd., Sn. u. a. leicht schmelzbare Metalle legiren sich, wenn man dieselben einem hohen Druck aussetzt, falls das spezifische Gewicht der Verbindung grösser ist als die Summe der spez. Gewichte der Bestandteile. Spring: Ber. Chem. Gesellsch. 1882.

[4]) Tresca: C. R. 1864 Vol. 59, 1867 Vol. 64 u. 1874. Venant, Levy: Plastico-Dynamik Mem. Sav. Etrang. Vol. 18, 20, C. R. Vol. 66, 68, 70 (1870), p. 309, 473, 1323. Kick, Pollack: Mechanik weicher Körper. Dingler Vol. 216, 234. Kick: Gesetz der prop. Widerstände 1885. Die Plasticitäts-Resistenz ist derart, dass das Gesetz des Widerstandes gegen relative Verschiebungen sich ändert, wenn die äusseren Kräfte eine gewisse Höhe erreicht haben (Darwin). Unter sehr hohem Druck dürften viele Körper eine andere Aggregation annehmen, woraus das geänderte Verhalten derselben sich erklärt.

Digitized by Google

Die Deformation eines derartigen plastischen Schichtsystemes (Lehm), welches aus einer Öffnung ausgepresst wird, ist aus Fig. 276, 277 ersichtlich (Kick cit).

6. Ausser den besprochenen Momenten ist endlich von hoher Bedeutung die Form des bez. Körpers; wenn man eine Gusseisenkugel zwischen Stahlplatten presst, bricht sie bei geringer Belastung, während ein Würfel von gleichem Durchmesser einen sehr hohen Druck aushält (in Fig. 278 und 278a ist der Verlauf der Brüche notirt). Unter diesen Gesichtspunkt fällt auch der Einfluss des Materials, mit welchem die zu deformirende Substanz in Contact steht. Wird eine Kugel (Fig. 279) zwischen zwei plastischen Platten (etwa zwischen zwei mit Blei bekleideten Stahlplatten) gepresst, so erhält man hohe Zerdrückungs-Festigkeit, weil die Kugel, wie Figur zeigt, in das weiche Bett sinkt und erst, nachdem ausgedehntere Druckflächen hergestellt sind, in grosse Bruchteile zerspringt. (Kick cit.)

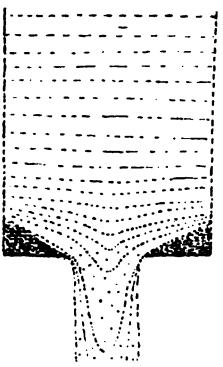


Fig. 276.

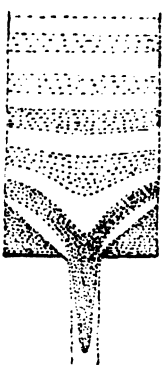


Fig. 277.

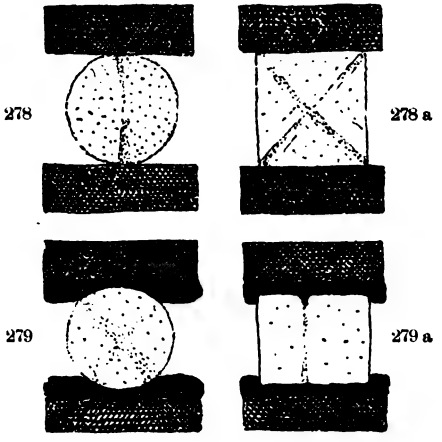
Umgekehrt kann aber bei Anwendung plastischer Widerlager auch eine sehr geringe Bruchfestigkeit gefunden werden, wenn Vertiefungen in dem zu zerdrückenden Körper vorhanden sind, in welche die plastische Substanz eingepresst wird, wie Fig. 279a andeutet. In diesem Falle wirkt die eindringende plastische Masse wie ein Keil und man erhält demgemäss geringe Festigkeits-Werte. [1])

Der Einfluss des letzteren Momentes (Form) scheint auf den ersten Blick jede quantitative Lösung des Problemes zu vereiteln. Vergleicht man jedoch Körper von ähnlicher Gestalt, so entfällt diese Schwierigkeit und man erhält einfache Beziehungen: Werden Körper von gleichem Material

[1]) Bauschinger: Z. Baukunde 1879, p. 271.

Digitized by Google

und ähnlicher Gestalt von gleichartigen Kräften beeinflusst, so deformiren sie sich analog: die geleisteten Arbeiten verhalten sich unter diesen Voraussetzungen wie die Massen oder wie die Volumina der bez. Körper.[1]) Wenn man mittels der Kraft 1 einen Eisenwürfel vom Durchmesser 1 soweit plattdrückt, dass der kleine Durchmesser = ½ wird, so braucht man, um einen Eisenwürfel von n-fachem Volumen analog zu deformiren, die n-fache Kraft. Braucht man, um einen Granitwürfel mit der Seitenlänge 1 zu pulvern, die Kraft 1, so wird ein Granitwürfel von der Seitenlänge = 2, um in gleich grobes Pulver verwandelt zu werden, die achtfache Kraft erfordern. Lässt man verschieden grosse plastische Kugeln von gleicher Höhe auf eine harte Platte niederfallen, so werden alle analog deformirt etc. Kurz, das Experiment im Kleinen gestattet einen Schluss auf das Verhalten analoger Massen im Grossen.



Diese einfache Beziehung besteht jedoch nur innerhalb mässiger Grenzen zu Recht, weil die Anziehung der Erde nicht zu eliminiren ist. Diese wächst aber proportional der Masse des zu deformirenden Körpers, während die fysikalischen Eigenschaften der betreffenden Substanz constant sind. Hieraus folgt, dass Körper von bedeutenden Dimensionen sich äusseren Einwirkungen gegenüber anders verhalten müssen, als analoge Körper von kleinen Dimensionen. Ein Silberprisma von 1 m Höhe wird in seinen oberen und unteren Teilen ziemlich denselben mechanischen Karakter aufweisen, während eine ähnlich geformte Silbersäule von 1000 m Höhe an ihrer Basis einen Druck von 1000 Atmosfären erfährt, mithin in den basalen

[1]) Kick: Gesetz der proport. Widerstände. 1885.

Digitized by Google

Teilen durch äussere Einwirkungen wesentlich anders beeinflusst wird als in den oberen, unbelasteten Partien. Ein aufgehängter Draht von 1000 *m* Länge erfährt in seinen oberen Teilen einen gewaltigen Zug und wird dort durch äussere Eingriffe ganz anders beeinflusst, als an seinem unteren Ende. In beiden Fällen wird endlich die Grenze erreicht, an welcher die Substanz unter dem Druck bez. Zug der eigenen Masse an einem Ende rupturell oder plastisch deformirt wird. Der Geologe, welcher es mit sehr grossen Massen zu tun hat, wird in der Verallgemeinerung experimenteller Erfahrungen vorsichtig sein und den Einfluss der Gravitation in Rechnung ziehen müssen.

Die Wirkung der besprochenen Faktoren, welche die Umformung bestimmen, ist bisher quantitativ nur für einzelne Fälle und innerhalb beschränkter Versuchsgrenzen festgestellt. Ob die Umformung innerhalb etwas weiterer Grenzen proportional dem Druck und der Einwirkungs-Dauer sei, ist fraglich. [1])

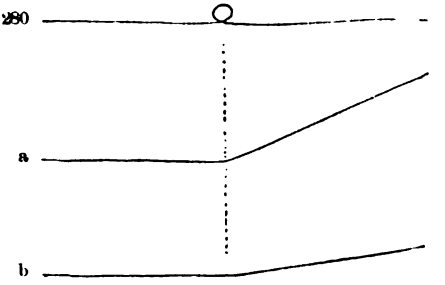
Noch verwickelter ist jedenfalls der Einfluss der Temperatur. Möglicherweise bewirkt nicht bloss die Temperatur, sondern auch der Druck verschiedene Aggregation, so dass der bez. Körper (insb. wenn es ein Gemenge ist) sich, sobald ein bestimmter Druck oder eine bestimmte Temperatur erreicht ist, wie eine neue Substanz verhält. Unter diesen Verhältnissen muss man sich mit qualitativer Betrachtung und Abschätzung begnügen.

Besonders beachtenswert für den Geologen ist der Einfluss der Zeit. Rupturen treten wie erwähnt ein, wenn eine mässig unter der normalen liegende Beanspruchung lange Zeit anhält oder wiederholt mit Entlastungen abwechselt. Noch bedeutungsvoller ist die Dauer der Einwirkung für die plastische Umformung. Nicht nur jene Körper, welche man gemeiniglich als plastisch bezeichnet, erleiden Umformungen, auch manche spröde Substanzen erleiden, wenn man sie durch längere Zeit mässig belastet oder nur dem Druck der eigenen Masse aussetzt, intensive Deformationen. Das spröde Schwarzpech fliesst im Laufe der Zeit wie ein Brei.

[1]) Darwin: Phil. Trans. 1880, Vol. 170, p. 554.

Digitized by Google

Das Eis ist ein spröder Stoff; wenn wir es aber längere Zeit belasten, wird es allmählig breitgedrückt, durch entsprechende Einwirkung kann es auch gestreckt, gewunden, geknetet werden; wenn wir es in einem spritzenartigen Gefässe pressen, dringt ein klarer, compacter Eiszapfen aus der Mündung. In den Gletschern offenbart sich diese Plasticität des Eises; die feste Masse strömt unter dem Einflusse des eigenen Druckes langsam von den Firnfeldern hinab ins Tal, eine Erscheinung, welche im Wesentlichen durch die unter dem Einflusse von Druck-Differenzen sich vollziehende alternirende Schmelzung und Regelation im Innern der Eismasse bedingt und durch die körnige Struktur des Eises begünstigt wird. [1]) Auch das Glas gibt anhaltenden Einwirkungen allmählig nach. Es ist eine alte Beobachtung, dass alle Thermometer mit der Zeit zu hohe Angaben liefern: Das Quecksilber sinkt beim Gefrieren des Wassers nicht mehr bis zum Nullstrich. Egen hat diese Erscheinung erklärt und gezeigt, dass die Thermometerkugel durch den Luftdruck mit der Zeit etwas comprimirt wird, dass sie unter diesem Drucke um einen kleinen Betrag schrumpft. [2])



Die Umformung ist jedoch in diesem Fall nicht definitiv, wie bei typisch plastischen Körpern. Herr Kogelmann führte den folgenden bez. Versuch aus: Ein haardünner Glasfaden wurde in der Stellung Fig. 280 ein Jahr lang erhalten und dann befreit. Er nahm zunächst die Stellung Fig. 280 *a* ein, nach Verlauf eines Monates wich der Faden bis *b*, nach sieben weiteren Jahren wich der Faden aber nur mehr um 3° von der Geraden ab. Spröd-elastische Körper erleiden also unter mechanischer Einwirkung zunächst nur eine efemere Deformation, von welcher sie sich z. T. erholen, wenn der Druck bald beseitigt wird, die aber, falls der Druck anhält, definitiv wird.

[1]) Siehe Heim: Gletscherkunde 1885.

[2]) Egen: Pog. Ann. 1827, Bd. 11, p. 347.

Digitized by Google

Bei erhöhter Temperatur wird beim Glase ebenso, wie bei den Metallen jede Umgestaltung leichter und rascher erzielt. So kann man Glasfäden über heissem Eisen biegen und kräuseln; Glasplatten, welche man in einer erhöhten Temperatur erhält, kann man durch anhaltende Einwirkung biegen und strecken. Auch Horn, Holz und verhältnissmässig spröde Stoffe lassen sich unter gewissen Verhältnissen trefflich umformen: Das erstere, wenn es erwärmt wird, das letztere, wenn man es mit heissem Wasserdampf behandelt hat (Möbel aus gebogenem Holz).

Wir sehen, dass nicht nur jene Körper, welche man als plastisch bezeichnet, umgeformt werden können, sondern dass auch Substanzen, welche in hohem Grade spröd und elastisch sind, unter gewissen Bedingungen sich wie plastische Körper verhalten. Ausser dem Druck, der erhöhten Temperatur und der Dauer der Einwirkung (s. oben) ist diesbezüglich besonders bedeutungsvoll ein inniger Contact der kleinsten Teile, eine Beziehung, welche bewirkt, dass jedes Partikel, sobald es an einer Stelle abgetrennt wird, doch gleich wieder anderen Partikeln so nahe kommt, dass es sich denselben anschliesst (Haftungsnähe). Dieser Anschluss wird in vielen Fällen vermittelt durch Liquida, welche die entstehenden Lücken füllen. Die Liquida vermehren dann entweder einfach die Häsion oder sie bewirken molekulare Umlagerungen (Lösung und Krystallisation).

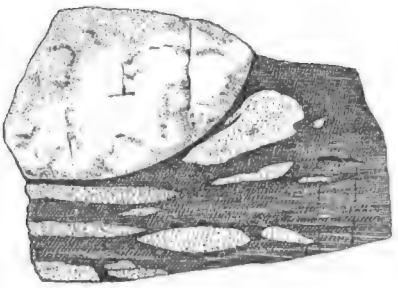


Fig. 281.

Wenn man polirte Glasplatten aufeinander legt, vereinen sie sich zu einem Körper; man kann die Platten nicht mehr trennen; eher tritt ein Bruch durch die solide Masse ein. In diesem Falle gestattet die Politur die Annäherung vieler Molekül-Gruppen bis in das Haftungsbereich und überdiess wird die Häsion durch das zwischen den Platten eingeschaltete Glashäutchen unterstützt.

Digitized by Google

Was in diesem Falle durch Politur erreicht wird, kann meist durch hohen (allseitig wirkenden) Druck erzielt werden. Metalle sind, wie erwähnt, ausnehmend plastisch; aber auch andere Substanzen lassen sich unter hohem Druck schweissen. Organische Stoffe werden unter der hydraulischen Presse in compacte, schwere Massen verwandelt, Holzfasern schweissen sich unter der Presse zu einem harten Körper mit einem spezifischen Gewicht von 1·3. Salze werden in feste, porzellanartige Massen verwandelt etc. [1])

Geologische Fänomene: Umformung der Gesteine.

Der Geologe ist in der Lage, in der Natur zahlreiche Beobachtungen über die Umformung fester Gesteine zu sammeln: Krystalle, Organismen, Conglomerate etc. erscheinen oft gedrückt, geknetet und gestreckt, und zwar weisen alle Einschlüsse, welche in den Gesteinen einer gewissen Region angetroffen werden, eine analoge Deformation auf, woraus man schliessen kann, dass die gesammte Gesteinsmasse plastisch umgeformt wurde. [2])

Fig. 281 zeigt gestreckte Quarzgeschiebe (s. Lehmann), Fig. 281 a stellt den Querschnitt einer Kugel dar, Fig. 281 b zeigt deren Deformation, Fig. 281 c ist der Querschnitt eines Spirifer, Fig. 281 d zeigt dessen Deformatien (s. Fisher: Geol. Mag. 1884, p. 399).

Man kann in solchen Fällen alle Übergänge verfolgen von der geringfügigen Verbiegung und Pressung bis zur auf-

[1]) Spring: Mondes 1878, Vol. 46, p. 645. Bul. Acad. Belg. 1880. N. Jb. Min. 1882, p. 42.

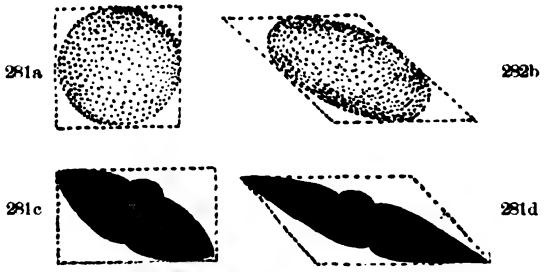
[2]) Über Streckung und Knetung vgl. Naumann: Karst. Arch. 1839, Bd. 12, p. 23, Jb. Mineral. 1847, p. 308. Naumann: Geologie 1850, I., p. 447, 469, 567, 781 f. Sharpe und Merian sollen derartige Erscheinungen zuerst beobachtet haben. Keilhau: Gaea 1850, p. 91. Haughton: Brit. Assoc. Rep. 1857, p. 69, immitirt die Zerrung der Fossilien durch Versuche, welche er mit Metallen ausführt.

Siehe ferner Hitchcock: A. J. 1861, Vol. 31, p. 372. Daubrée: C. R. 1876, Vol. 82, p. 710, 798. Gilbert: Henry Mt. 1877, p. 80, über Streckung. Heim: Mech. Gebirg 1878, II., p. 1. Reusch: Silur. pressede Conglom. 1882, übers. 1883, p. 17, 49.

Digitized by Google

fallenden Stauung und Quetschung oder Pressung, ja einzelne Partien erscheinen nach einer Richtung zu Flasern oder zu plattigen Massen gestreckt und ausgewalzt.[1]) Die betreffenden Partien (Gerölle etc.) sind oft in hohem Grade metamorfosirt und mit dem umgebenden Gestein fest verwachsen und verschweisst, so dass sie formell an die Schlieren der Eruptivmassen erinnern.

Die Beobachtungen der Bergleute zeigen, dass solche Umformungen fester Massen oft in relativ kurzer Zeit platzgreifen. Schon Mathesius bemerkt, dass Stollen und Strecken in gewissen Gebieten im Laufe der Zeit soweit zuwachsen,



dass sie unwegsam werden,[2]) eine Beobachtung, welche später vielfach bestätigt worden ist. Insb. rasch geht das Quellen und Hereinwachsen der liegenden Schiefer in Kohlenrevieren von statten; sobald die Kohle abgebaut ist, nehmen die Sedimente Wasser auf und intumesciren.[3])

Am raschesten gehen derartige Umformungen im Anhydrit vor sich, welcher leicht in Gyps verwandelt wird und in Folge dessen quillt. Schon Charpentier weist nach, dass der auf die Halden gestürzte Anhydrit insb. bei wechselnder Temperatur und wiederholter Befeuchtung Wasser aufnimmt und in Gyps verwandelt wird, und dass, wo immer Anhydrit in der Natur zu Tag ausgeht, er in den äussersten Partien

[1]) Lehmann: Krystalline Schiefer 1884, p. 141, 236 u. Taf. 7.

[2]) Mathesius: Sarepta (1. Aufl. v. 1562), 4. Aufl. v. 1679, p. 134.

[3]) Greenough: Geologie, übers. 1821, p. 57. Brard: Ann. Chim. Phys. 1828, Bd. 38, p. 166. Die Quellung ist bis 50 Meter unter die Sohle der betreffenden Strecke merklich.

Digitized by Google

in Gyps umgewandelt ist. Diese Wasseraufnahme reicht local bis in beträchtliche Tiefe.

Das allmählig, aber unwiderstehlich vorgehende Anschwellen, welches in Folge der Wasserbindung eintritt, treibt die anlagernden Gesteine auseinander, hebt und sprengt sie und presst den quellenden Gyps in die entstehenden Zwischenräume und Spalten. Hierdurch entstehen den Eruptivgebilden analoge Formen. Hoffmann gieng so weit, den Gyps aus diesem Grunde geradezu als junges Eruptivgestein zu betrachten.[1])

In diesem Falle wird die Umlagerung und Umformung durch die chemische Umänderung bedingt und begünstigt; in anderen Fällen hingegen beobachtet man Umformungen, welche mit keiner Substanzänderung zusammenhängen. So treten Kalkstein, Schiefer, Kohle, Grafit und andere Gesteine[2]) in Formen auf, welche den am Gyps oder an Eruptivmassen beobachteten gleichen. Cotta spricht von einer, unter dem Einflusse des Metamorfismus eintretenden Erweichung des Kalkes, welcher unter Umständen „der Form nach sogar

[1]) Hoffmann: Beitr. zur Kenntniss Deutschlands, 1823 und Pog. Ann. 1825, III, pag. 34. Hausmann: N. Jb. f. Min. 1847, p. 594. Naumann: Geologie, 1850, II., p. 16, 620.

[2]) Durchfeuchteter Kalk erleidet fortwährende Umlagerungen. Nasse Kalkniederschläge werden unter Druck krystallin und compact. Concentrisch gebaute Tropfsteine weisen nach längerer Zeit rhomboedrische Spaltungsflächen auf, welche ganz unabhängig von der ehemaligen Struktur quer durch den Tropfstein verlaufen. Kuhlmann, Comptes rend. 1864, Bd. 58, p. 1038. Über sedimentäre Gebilde mit eruptiven Formen (eruptive Sedimente) berichten: Macculloch, Western Islands, 1819, I, p. 49. Alberti, Halurg. Geol. 1852, II, p. 258 f. Cotta, Jb. Min. 1834, p. 33. Z. Geol. Gesell. 1852, p. 47, denkt an Erweichung der intrusiven Kalkmassen. Leonhard, N. Jb. Min. 1833, p. 312, Kalkgang mit Vesuvian im Salband. Marcel beobachtet jurassisse Kalkschiefer-Gänge. L'Institut. 1836, p. 328; N. Jb. Min. 1837, p. 70. Peghoux, N. Jb. Min. 1836, p. 348, berichtet über „eruptive" Kalkgänge im Gneiss. Emmons, Rep. Survey New-York. 1838, I, p. 198, über eruptive Kalkgänge. Fernere Beispiele bringen: Viquesnel, Bull. Soc. Geol. 1848, VI, p. 12. Keilhau, Gaea. 1850, p. 72, 80. Naumann, Geologie, 1850, II, p. 93, 157, 176, 704. Zirkel, Petrografie, 1866, I, p. 201, 225, 268. Wilson, Q. J. Geol. Soc. 1870. Gümbel betont, dass die Plasticität gefördert wird durch einen Tongehalt der bez. Gesteine.

Digitized by Google

eruptiv wird". Baltzer beschreibt die Apofysen, mit welchen der Kalk des Finsteraarhorn in den Gneiss eingreift; [1]) auch Lehmann und Groddeck besprechen derartige pseudo-eruptive Gebilde.[2])

In all' diesen Fällen ist die Durchfeuchtung der Gesteine von wesentlicher Bedeutung.

Delius, Saussure, Macculloch u. A. heben hervor, dass Kalkstein, Sandstein, Opal, Chalcedon, Asbest, Tremolith etc. im bergfeuchten Zustande weich sind, während sie an der Luft durch Wasserverlust steinhart werden.[3]) Selbst der Granit ist im bergfeuchten Zustande ungleich leichter zu bearbeiten, als nachdem er ausgetrocknet ist.

Macculloch beruft sich auf die Weichheit der bergfeuchten Gesteine, bringt mit diesen Beobachtungen die Erscheinungen der Gebirgsfaltung in Verband und spricht schliesslich die Behauptung aus, dass die beobachtete Weichheit der feuchten Gesteine vollkommen genüge, um alle vorkommenden Umformungen und Faltungen derselben zu erklären. Übrigens verweist er auf die Tatsache, dass durchaus nicht immer alle Partien eines Schichtsystemes in gleichem Masse nachgeben, dass vielmehr oft die weicheren Schichten gebogen, die sprö-deren aber gebrochen worden seien. So z. B. treffe man oft in feingefalteten Schiefern Quarzit-Einlagerungen, welche der Biegung nicht folgen konnten, sondern barsten und zertrümmerten. Beche hebt gleichfalls hervor, dass in den Gebirgen alle Schichten der Einwirkung einer einheitlichen Kraft erlegen seien, dass alte und harte Gebilde, zugleich mit den jungen, weichen Schichten gebogen worden seien. Diese Beobachtung veranlasst ihn zu der Annahme, dass gewisse die Beweglichkeit erleichternde Agentien alle Schichten ohne Unterschied durchdrungen und erweicht hätten;

[1]) Baltzer: Jb. Min. 1877 ,p. 688, und Finsteraarhorn 1880, p. 104, 222, Tafel 4, Fig. 11 (Kalkapofysen).

[2]) Lehmann: Krystallin. Schiefer. 1884, p. 113, 155, 237. v. Groddeck: Tonschiefer-Gänge vom Oberharz. Jb. preuss. geol. 1885, p. 1, 50.

[3]) Saussure: Voyages, VI, 319. Hall: Trans. Roy. Soc. Edinb. VII, p. 102. Macculloch: Geology, 1831, I, p. 123. Trans. geol. soc. L. IV, p. 267.

Digitized by Google

das Wasser und die Wärme sind nach seiner Ansicht die Vermittler der Bewegung. [1])

Volger führt seine Erfahrungen über Krystallbildungen und über schwellendes Wachstum in den Kreis der Betrachtung und leitet die Umformung der Gesteine hiervon ab: Jeder Krystall zieht alle Teile gleichartigen Stoffes an sich; er wächst. Der anwachsende Körper erzwingt selbst gegen mächtige Widerstände seinen Platz. Natürlich wird, wenn eine grosse Masse in dieser Weise zunimmt, ein gewaltiges Anschwellen platzgreifen. Volger führt das Umformen der Gebirgsgesteine und das Zuwachsen der Stollen in Anhydrit- und Schiefer-Gebirgen auf diese Grunderscheinung zurück; auch die Faltung der Gebirge sucht er aus derartigen Prozessen zu erklären.

Er betont, dass jede Gesteinsschichte sich durch bedeutende seitliche Ausdehnung und durch geringe vertikale Mächtigkeit auszeichnet. Wächst nun eine solche Schichte durch Intussusception, so wird hiedurch natürlich keine bedeutende Erhöhung, wohl aber eine namhafte seitliche Streckung bewirkt. Da nun eine entsprechende seitliche Verschiebung durch die Reibung auf der Unterlage gehemmt wird, so muss Faltung eintreten. Wie ein Papier, das wir unter ein feuchtes Tuch legen, sich fältelt, weil es sich nicht strecken kann, so auch müssen die Gebirgsschichten Falten werfen, weil sie nicht unbegrenzt nach den Seiten sich dehnen können. Der Autor meint, dass viele Schichten durch Stoffaufnahme angeschwollen seien und leitet aus diesen Prozessen die Gebirgsfaltung ab. [2])

Die Bedeutung der Durchtränkung sowie des Stoffwechsels für die Umformung der Gesteine ist von den ge-

[1]) Beche, Theoret. Geologie, übers. v. Hartmann, 1836, p. 81, 84.

[2]) Volger, Erde und Ewigkeit, 1857, p. 437, 441, 513; Pog. Ann., 1858, Vol. 93, p. 228. Bischof, Chem. Geol. 1863, I., p. 335.

Mohr ist gleichfalls der Ansicht, dass die Gebirgsschichten schwellend wachsen (Geschichte der Erde, 1866, p. 194). Dagegen wendet Pfaff ein, dass der hohe Druck jede chemische Action, also auch das Wachstum, durch Intussusception hindere. Zink wird unter hohem Druck nicht mehr von Schwefelsäure angegriffen, gebrannter Gyps nimmt unter den gleichen Verhältnissen kein Wasser auf (N. Jb. Mineral, 1871, p. 886).

Digitized by Google

nannten Forschern bereits erkannt worden, ohne jedoch bei den Nachfolgern Beachtung zu finden.

In neuerer Zeit wurde das Thema der Umformung zunächst von Heim wieder aufgegriffen. Heim begegnet der öfters vorgebrachten Meinung, als hätten sich die Schichten gebogen zu einer Zeit, da dieselben noch nicht erhärtet waren. Die Alpen wurden nachweislich noch gefaltet, als bereits viele ältere Sedimente durch die Tätigkeit des Wassers zerstört und in Sand und Geschiebemassen verwandelt waren; diess beweist, dass die entsprechenden Sedimente bereits vor der Faltung hart waren. Dasselbe beweisen die gestreckten Krystalle und Petrefacte. Ferner wird das Verhalten der Gebirgsmassen untersucht und gezeigt, dass in den Gebirgen, welche durch Erosion stellenweise bis in grosse Tiefe blossgelegt sind, nur in den tieferen Lagen eine plastische Umformung angetroffen wird, während in den Gebieten, welche zur Zeit der Faltung nahe der Oberfläche lagen, Zerbrechen und Umformung einander begleiten. Der Autor schliesst hieraus, dass die Gesteine sich äusseren Gewalten gegenüber ebenso verhalten, wie das Eis, welches nur bei anhaltendem und mehrseitig wirkendem Drucke sich plastisch verhält, sonst aber zertrümmert. Er wird schliesslich zu der Anschauung geführt, dass die Gesteine in den Tiefen der Erde sich jeder Gleichgewichts-Änderung anpassen. [1])

Ich ergänze diese Ausführung in einem wesentlichen Punkte, indem ich die Bedeutung des Wassers für den Umformungsprozess ins Auge fasse und analysire. [2])

Ich gehe aus von der Betrachtung der Plasticität des Eises: Dieser Körper schmilzt unter Druck, selbst wenn die Temperatur weit unter 0° steht. Lässt der Druck nach, so erstarrt dieses überkältete Schmelzwasser.

Befindet sich eine Eismasse unter ungleichförmigem Drucke, so wird in den Gebieten des höchsten Druckes eine innerliche Schmelzung eintreten. Die Teilchen passen sich dem Drucke an und hiedurch werden die betreffenden Stellen so weit entlastet, dass das Schmelzwasser wieder friert. Nun

[1]) Heim: Gebirgsbildung, 1878, II, p. 7, 80 f. und Taf. 14.

[2]) Reyer, Bewegung im Festen. Jb. geol. Reichs. 1880, p. 545.

Digitized by Google

aber wirkt der stärkste Druck an anderen Stellen und es wiederholt sich dort dasselbe Spiel, bis die ganze Masse sich dem herrschenden Drucke entsprechend umgeformt hat. Indem immer an einer Stelle so viel friert, als an einer anderen Stelle schmilzt, bleibt während der Umformung die Summe der Kräfte constant.

Ähnliches gilt auch für die Umformung eines mit einer lösenden Flüssigkeit durchtränkten festen Körpers.

Ist der durchfeuchtete Körper der Einwirkung einer äusseren Kraft ausgesetzt, so muss an den am stärksten beeinflussten Stellen eine vermehrte Löslichkeit walten; das Gefüge wird gelockert und die Masse accomodirt sich dem Drucke. Sobald diess eingetreten und der Druck an dieser Stelle vermindert ist, wirkt derselbe in benachbarten Gebieten lösend, an den erleichterten Orten aber krystallisirt ebensoviel aus, als in den entlasteten gelöst wird. So wird die Spannung aufgehoben, indem an ihre Stelle molekuläre Bewegung tritt und dieser Vorgang dauert an, so lange das Gleichgewicht gestört ist.[1]) Der Vorgang in den sich umformenden Gesteinen ist also nicht so einfach, wie etwa bei den schweissbaren Metallen.

Die Umformung der Gesteine beruht nicht auf einem plastischen Schmiegen, sondern wird bedingt durch ein vicarirendes Lösen und Ausscheiden. Deformirt man ein trockenes Gestein unter hohen Druck, so entsteht allerdings auch eine compacte Masse, welche aber doch im Wesentlichen nur eine Trümmer- oder Staubbrezzie darstellt.[2])

Kick setzte einen Marmor-Cylinder, welcher in ein starkes gusseisernes Gefäss genau passte, nachdem die Zwischenräume

[1]) Thomson: Proc. Roy. Soc. 1861, p. 473.

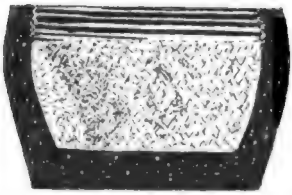
[2]) Vgl. Anm. [1]), p. 437. Wenn man Calcit unter hohen Druck versetzt, ist das resultirende Agglomerat compact und weist spiegelnde Blätter-Durchgänge auf, indem die Dislocationen den Rhomboeder-Flächen folgen. Gümbel: Sitzber. Akad. München 1880, p. 603. Pfaff: Geol., p. 313, zeigt, dass trockene Gesteine auch unter namhaftem Druck nicht plastisch werden. Heim's Ansicht, als genüge der Druck allein, um die Felsmassen plastisch, ja flüssig zu machen, ist nicht haltbar.

Digitized by Google

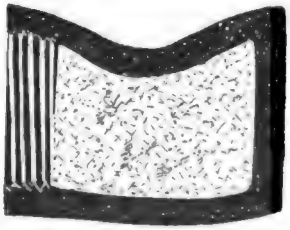
mit Wasser ausgefüllt waren, einem hohem Druck aus. Das Gefäss sammt Inhalt deformirte sich in der Weise, wie Fig. 282, 283 zeigen. Die Marmormasse war zerquetscht und nur mässig zementirt (Dingler J., Vol. 224, p. 464).

Lässt man den Druck langsam wirken, so tritt unter Umständen auch bei den Gesteinen plastische Umformung ohne Ruptur ein. Einige Versuche, welche ich im Jahre 1880 mit Gyps ausführte, zeigen, wie leicht derartige, an sich spröde Massen sich in kurzer Zeit umformen, wenn sie mit einem lösenden Liquidum durchtränkt sind.

Trockene Gypsstangen biegen sich unter dem Einflusse eines einseitigen Druckes nur wenig und es tritt bald Ruptur ein; im feuchten Zustande dagegen deformirt sich der Gyps leicht. In Fig. 284 sieht man eine 0·5 *m* lange, 40 *mm* dicke Gypsstange dargestellt, welche am linken Ende eingespannt, im Laufe eines Monates eine Senkung des frei schwebenden rechten Endes um 20 *mm* erlitt. Fig. 285 stellt eine 0·5 *m* lange, 20 *mm* dicke Gypsstange dar, welche an beiden Enden unterstützt und feucht gehalten, im Laufe von drei Monaten sich in der Mitte um 17 *mm* ausbog. In beiden Fällen wurden nur wenige Deka aufgelegt, um die Umformung zu beschleunigen. (Bei stärkerer Belastung tritt nach längerer Zeit Ruptur ein.)



282



283

Dieser einfache Versuch zeigt, dass selbst sehr spröde, steinige Stoffe ohne Bruch umgeformt werden können, wenn sie, von einem lösenden Liquidum durchtränkt, einer einseitigen mechanischen Einwirkung unterworfen werden.

In der Natur werden natürlich auch schwer lösliche Substanzen sich bei langsamer Einwirkung bruchlos deformiren können. Selbst der Quarz erscheint in einzelnen Fällen bruchlos deformirt. [1])

[1]) Rosenbusch: Mikr. Min. 1885, p. 36.

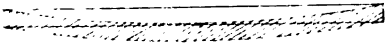
Digitized by Google

Arten der Plasticität.

Nach dem Vorstehenden hat man es offenbar mit verschiedenen Arten der Plasticität zu tun. Ich unterscheide

1. die einfache Plasticität: ein Teilchen des sich umformenden festen Körpers tritt ohne Dazwischenkunft eines Vermittlers immer mit neuen Teilen desselben Körpers in compacten Verband.

2. Es tritt in Folge des Druckes locale Schmelzung der bez. Substanz ein, während sich an anderen Stellen geschmolzene Partien wieder verfestigen (Regelations-Plasticität). Bei einer, dem Schmelzpunkte des bez. Körpers nahen Temperatur dürften die meisten Substanzen diese Art von Plasticität aufweisen.



3. Ein von der Substanz des festen Körpers verschiedenes, chemisch indifferentes, Liquidum vermittelt den Zusammenhalt zwischen den sich verschiebenden Partikeln (Mischungs-Plasticität oder Pastosität).

4. Ein lösendes Liquidum vermittelt vicarirende Lösung und Ausscheidung (Lösungs-Plasticität).

In den ersten zwei Fällen ist die Plasticität primär und unmittelbar; sie ist eine essentielle Eigenschaft des Körpers, während in den Fällen 3 und 4 die Plasticität mittelbar ist, da sie eines Mittlers bedarf.

Die vier vorgeführten Fälle werden illustrirt durch die folgenden Typen: 1. Streckung der Metalle; 2. Plasticität des Eises; 3. Brei und Lava; 4. Umformung von Gyps etc.

Plastische und rupturelle Umformung.

Für den Geologen ist die 4. Art der Plasticität (Lösungs-Plasticität) von hervorragender Bedeutung. Die Umformung erfolgt jedoch nicht immer, ja nur ausnahmsweise einfach und ungemischt. In der Regel wird die plastische Umformung be-

Digitized by Google

gleitet von Brüchen, in vielen Fällen scheint sogar die Umformung wesentlich nur durch Rupturen bedingt zu sein.

Wenn man eine Siegellack-Stange einseitig erwärmt und dann biegt, formt sich die weiche Seite plastisch um, während in der harten Seite bald ein Bruch eintritt. Wenn in einem Lavastrom Nachschübe erfolgen, tritt im Inneren eine plastische Umgestaltung ein, während die Erstarrungs-Kruste, die sich im Grossen auch plastisch zu deformiren scheint, tatsächlich von zahllosen Brüchen durchsetzt und in ein System von Schollen aufgelöst ist. In den Zwischenzonen trifft man bald plastisch umgeformtes Material, bald Brüche; die Bruchstücke sind z. T. scharf, z. T. gerundet, erweicht und mit dem benachbarten Magma verschweisst, ja sie erscheinen local oft schlierig ausgewalzt, während sie doch an anderen Stellen rupturelle Deformation aufweisen.

Dasselbe Vicariren von plastischer und rupturelle Deformation trifft man auch bei den gefalteten Schichtgesteinen häufig an. Ich verweise auf die reiche Litteratur der Schweizer Überschiebungen (Balzer, Heim) und auf Lehmann's Kryst. Schiefer.

Auffallend ist der Gegensatz, wenn eine spröde Schicht in ein plastisches Schichtsystem eingelagert ist und der ganze Complex deformirt wird. In diesem Falle wird die starre Schicht rupturell, die weiche Masse hingegen plastisch deformirt.

Ein Beispiel dieser Art bietet Fig. 286, in welchem in Folge der Schleppung Bruchstücke entstanden sind, welche im Querschnitt die Form von §§ haben. Auch im Grossen beobachtet man dieselbe Erscheinung: Die liegenden starren Massen weisen eine Verwerfung auf, welche in den hangenden Schichten als Flexur ihre Fortsetzung findet. (Fig. 287.)

Während in diesen Fällen die gegensätzliche Umformung in gesonderten Gesteinskörpern auftritt, erscheinen in anderen Fällen beide Arten von Umformung im selben Gesteinskörper nebeneinander vertreten. Mitunter dominirt die plastische Umformung, während das deformirte Gestein in anderen Fällen auf 1 cm^2 mehrere hundert, ja tausend Bruchstücke aufweist. [1])

[1]) Gimbel: Sitzber. Akad. München 1880, p. 603.

Digitized by Google

Während im Gyps-Experiment die plastische Umformung zur Geltung kommt, ist es in letzterem Falle zweifelhaft, ob überhaupt eine nennenswerte plastische Deformation stattgefunden hat.

Dass in Folge der Durchtränkung der Gesteine mit lösenden Liquiden auch im Falle der rupturellen Deformation eine Ausheilung und Regeneration platzgreift, ist begreiflich: auch die zertrümmerten Zonen bestehen häufig aus festen Gesteinen; die einzelnen Partikel, ja grössere Trümmer und

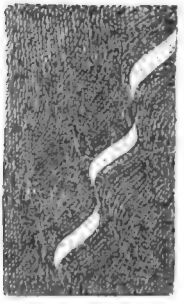


Fig. 286.

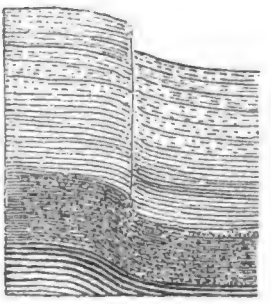


Fig. 287.

Schollen werden fest aneinander gepresst und durch Neubildungen verkittet. (Verschweissung von Gneis-Schollen etc.)

Wann ein und die andere Art von Umformung platzgreift, hängt von den Umständen ab. Heim hebt hervor, dass geschichtete Gesteine gefaltet werden, während homogene Gesteine rupturell deformirt werden. (Mechan. Gebirg, Vol. 2, p. 80.)

Diess trifft in der Regel zu, doch ist gewiss jedes Gestein ohne Rücksicht auf Textur plastisch deformirbar, wenn es von einem lösenden Liquidum durchtränkt, einseitig beansprucht wird. Die Löslichkeit, der Grad des Druckes und der Temperatur und die Dauer der Einwirkung entscheiden, ob der Körper plastisch oder rupturell deformirt wird.

Bei genügender Löslichkeit des Gesteines und bei mässiger (tief unter der Bruchfestigkeit liegenden) Beanspruchung, welche durch lange Zeit anhält, tritt plastische Umformung ein, während im entgegengesetzten Falle die Plasticitäts-Grenze überschritten wird und rupturelle Deformation platzgreift.

Digitized by Google

Die Tatsache, dass in der Natur Umformungen meist von Brüchen begleitet werden, beweist nicht gegen die Möglichkeit einer rein plastischen Umformung, sie zeigt nur, dass die Deformation meist (wenigstens während einer kurzen Periode) rascher vor sich geht als die plastische Accommodation (molekuläre Umlagerung, Lösung und Regeneration).

Unter welchem Druck die rupturelle bez. plastische Deformation (bei bestimmter Temperatur) platzgreift, lässt sich nicht bestimmen, weil der Faktor der Zeit mitwirkt. Bei der Ruptur dürfte allerdings das Minimum der mechanischen Einwirkung, bei welchem nach langer Zeit der Bruch oder die Zerreissung eintritt, nicht sehr tief unter das Normalmass herabgehen. Dieses Normalmass ist die Zerdrückungs- (bez. Zerreissungs)-Festigkeit, welche angibt, bei welcher Belastung die Ruptur sogleich eintritt.

Es ist bekannt, dass, wenn ein Gewicht durch lange Zeit wirkt, die Ruptur schliesslich eintritt, auch wenn die Belastung namhaft geringer ist als die normale Belastung.

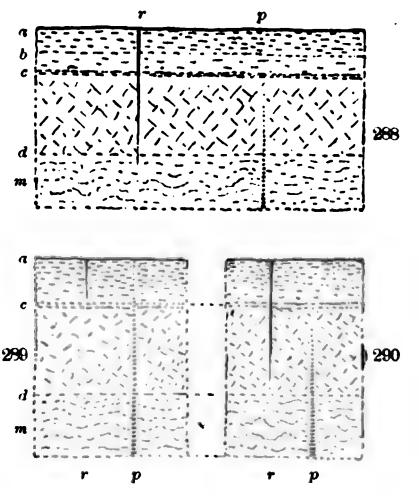
Thurston zeigt, dass geglühter Eisendraht mit 65—80% der Bruchbelastung nach einem Jahre abreisst.[1]) In analoger Weise tritt auch bei den Gesteinen die Ruptur auch bei einer unter der mormalen Festigkeit liegenden Einwirkung ein, wenn dieselbe lange Zeit anhält. Die Brüche in Bergwerken, welche nach mehreren Monaten oder Jahren eintreten, sprechen hiefür. Auch die Tatsache, dass Bauten und Eisen-Constructionen, obwohl sie mehrmals so stark ausgeführt werden als die Festigkeit der bez. Materialien fordert, doch mitunter ohne aussergewöhnliche Veranlassung brechen, zeigt, dass bei lang anhaltender Einwirkung Brüche auch bei einer tief unter der normalen liegenden Belastung eintreten können.

In noch höherem Masse scheint die plastische Deformation von der Dauer der Einwirkung abhängig. Wenn man beobachtet, dass feuchter Gyps schon unter dem Einflusse des eigenen Gewichtes sich rasch deformirt, wird man geneigt, anzunehmen, dass die plastische Deformation der Gesteine schon bei sehr geringer mechanischer Einwirkung platzgreift, wenn dieselbe durch lange Zeit anhält.

[1]) Thurston: J. Franklin Inst. 1883.

Digitized by Google

Wir gelangen also zu dem Ergebniss, dass die „Festigkeit“ sowohl als auch die „Plasticitäts-Grenze“ (bei übrigens constanten Bedingungen) variable, von der Dauer der Einwirkung abhängige Grössen sind. Nur für eine bestimmte Dauer der Einwirkung (bei Constanz der übrigen Faktoren) ist auch die Festigkeit und die Plasticitäts-Grenze bestimmt; die rupturelle Deformation tritt bei einer nicht tief unter dem Festigkeits-Maximum liegenden mechanischen Einwirkung ein, während die plastische Deformation durchgehends bei einer namhaft niedereren Beanspruchung platzgreift.



Es wäre jedoch ein Trugschluss, wollte man desshalb behaupten, ein und die andere Art der Umformung sei an eine bestimmte Tiefenzone gebunden; beide Fänomene begleiten einander vielmehr, wie wir in der Natur beobachten können als Vicare. Die schematische Profil-Fig. 288 veranschaulicht die Beziehungen beider Fänomene zur Erdkruste. Die feste Kruste reiche von *a* bis *d*, darunter folgt das zwar gleichfalls starre, doch erweichbare (eruptionsfähige) Magma *m*. Der Strich *r* bedeutet die Herrschaft der Rupturen, der punktirte Strich *p* dagegen durchsetzt die Zone plastischer Deformation.

In der obersten Schichtmasse treten bei festen Gesteinen nur Rupturen ein, in mässiger Tiefe (bei *b*) beginnt daneben auch die plastische Umformung und nun gehen beide Fänomene nebeneinander her bis zur magmatischen Tiefe, wo die Rupturen aufhören und die Plasticität allein herrscht. In der mittleren Zone der gemischten Deformation unterscheide ich den wichtigen Horizont *c*, in welchem die Zertrümmerung des Gesteines unter dem eigenen Gewicht beginnt. (Zerdrückungszone *c d*.)

Digitized by Google

Es folgen also von oben an gerechnet: 1. die reine Bruchzone *ab*; 2. die Zone der gemischten Umformung *bd*, innerhalb deren die Zerdrückungs-Zone *cd* ausgeschieden ist; 3. die zwar starre, doch eruptionsfähige, mithin plastische Tiefe *m*, innerhalb deren jede Dislocation von Erweichung und mithin von plastischer Umformung begleitet wird.

Natürlich ist das Verhältniss der zwei vicarirenden Umformungs-Arten für verschiedene Gesteine spezifisch abweichend. Ein leicht lösliches Gestein (Gyps) mag etwa das Verhältniss der Fig. 289 aufweisen: die Plasticitäts-Linie läuft schon von der Erdoberfläche an neben der Ruptur-Linie her und herrscht bis in die Tiefe, während die Ruptur-Linie rasch auskeilt. Für ein schwer lösliches Gestein dagegen mag das Verhältniss der Fig. 290 gelten, wo die Ruptur-Linie tief reicht und erst in namhafter Tiefe von der Plasticitäts-Linie begleitet wird.

Das Anschwellen der Plasticitäts-Linie und das vicarirende Auskeilen der Bruchlinie gegen unten zeigt, dass die Plasticität in der Tiefe in dem Masse an Bedeutung gewinnt als die Brüchigkeit abnimmt.

Dieser Gegensatz wird bedeutungsvoll, wenn man die Dauer der Einwirkung ins Auge fasst:

Mässig erwärmter Siegellack bricht, wenn man ihn rasch zu biegen versucht, während er bei langsamer Einwirkung sich plastisch deformirt. Je weicher er ist, um so heftiger muss die Einwirkung erfolgen, um eine Ruptur zu erzeugen und endlich tritt unter gar keinen Umständen eine rupturelle Deformation ein.

In ähnlicher Weise verhalten sich die Gesteine. In mässiger Tiefe sind die meisten derselben eminent brüchig und unplastisch. Eine geringe Einwirkung hat gar keinen Effekt, während eine starke Beanspruchung sogleich Ruptur zur Folge hat. In grosser Tiefe kehrt sich aber das Verhältniss um: nur sehr vehemente Einwirkungen bewirken Rupturen, während bei geringer Beanspruchung immer Deformation eintritt. In der oberen Zone tritt mit Wahrscheinlichkeit rupturelle, in der Tiefe dagegen plastische Umformung ein.

Digitized by Google

Je nachdem man eine heftige oder eine sanft und anhaltend wirkende Kraft annimmt, gelangt man also für die Zone gemischter Umformung zu wesentlich verschiedenen Resultaten. Wer nur den ersteren Prozess ins Auge fasst, wird zu der Ansicht geführt, dass bis in grosse Tiefe nur rupturelle Umformung herrscht, während der Gegner schon in mässiger Tiefe eine vollständige Plasticität walten lässt. Insbesondere neigt man zu letzterer Anschauung, wenn man eine constante Beanspruchung annimmt. Letzteres wird durch die verbreitete Meinung unterstützt, als herrsche in einer bestimmten Tiefe jener Druck, welcher durch das Gewicht der überlastenden Gesteinsmasse ausgedrückt wird. Man sagt: in 2000 *m* Tiefe herrscht demgemäss ein Druck von 5000—6000 Atm. Das ist aber eben unrichtig. Eine isolirte Gesteins-Säule von 2000 *m* Höhe wird allerdings diesen Druck ausüben; in einem System ineinander geschachtelter Kugelschalen kommen aber bei dieser Tiefe wesentlich andere Druck-Erscheinungen zur Geltung. Eine Säule aus diesem System wird durch den Seitendruck z. T. suspendirt und übt einen wesentlich geringeren Druck auf die Unterlage. Der Druck concentrirt sich nicht auf eine bestimmte Fläche, sondern es bestehen je nach dem Gleichgewichts-Zustand der betreffenden Masse verschiedene Flächen maximalen Druckes neben Gebieten von minimalem Druck. In ersteren wird (in der Zone gemischter Deformation) vorwiegend die rupturelle Deformation zur Geltung kommen, während in letzteren nur unter Umständen eine plastische Umformung platzgreift; in vielen Gebieten wird der Druck eventuell nicht genügen, um irgend eine Deformation zu bewirken. Und selbst in den Partien maximalen Druckes braucht nicht notwendig eine Umformung einzutreten, weil die Gleichgewichts-Verhältnisse einer Gebirgsmasse nicht constant sind und weil mit jeder Änderung der betreffenden Beziehungen die Gebiete grössten Druckes verlegt werden und weiter wandern. War der Druck nicht so gross, dass er eine momentane Ruptur bewirkte und wandert die Spannung vom bez. Gebiete fort, so erfolgt keine Deformation.

Diese Ausführung hat eine besondere Bedeutung für die

Digitized by Google

Zertrümmerungs-Tiefe *c d* (innerhalb welcher die Gesteine unter dem Druck der überlastenden Massen von selbst zertrümmern). Diessbezüglich hören wir gemeiniglich die folgende Ableitung:

Krystalliner Kalk hat eine Druckfestigkeit von 1 *t* p. cm^2 oder 10.000 *t* p. m^2. Unter dem Druck einer Wassersäule von 10.000 *m* oder unter dem Druck einer äquivalenten Gesteins-Säule tritt die Zertrümmerung sogleich ein, d. h. eine Kalksäule von etwa 4000 *m* Höhe wird an ihrer Basis in Folge des eigenen Gewichtes von selbst zermalmen. Andere Gesteine zertrümmern unter dem Druck von [1])

Gestein	*x* kl. p. cm^2 oder ebensoviel Atm.	*x* 1000 *t* p. m^2
Krystalline Eruptivgesteine	1000—2000	10—20
Krystalliner Kalk	1000	10
Gemeiner Kalk	600—800	6—8
Sandstein	200—800 [2])	2—8
Ziegelstein	100—200	1—2

Die momentane Zertrümmerung tritt also bei den meisten Gesteinen bei 2000—5000 *m* Höhe der Gesteins-Säule ein. Die festesten Gesteine vertragen aber den Druck einer Gesteins-Säule von 6—7 *km* Höhe. Verfolgt man diese Betrachtung weiter, so verfällt man leicht in den folgenden Trugschluss:

Wenn ein Gebirg über die besagte Höhe gehoben wird, muss die Basis des Gebirges sogleich zertrümmern; jede Ruptur in der Bruchtiefe wird momentan durch Bruch-Detritus ausgefüllt.

Die Absurdität dieses Resultates zeigt die Unrichtigkeit des Gedankenganges. Der betreffende Gesteinskörper besteht eben nicht aus isolirten Säulen, welche mit ihrem vollen Gewichte auf der Basis aufruhen, sondern der Maximal-Druck concentrirt sich local, während andere Gebiete relativ entlastet werden. S. „Klüftung".

[1]) Druckmass: 1 kl. p. cm^2 = 1 Atmosfäre Druck = dem Druck einer Säule von 10 *m* Wasser, d. i. 10 *t* p. m^2.

[2]) Einige Sandsteine ertragen einen so hohen Druck wie die krystallinen Eruptivgesteine.

Digitized by Google

Träte in namhafter Tiefe wirklich eine durch den Gesteinsdruck bedingte momentane Zertrümmerung ein, füllte sich eine Dislocations-Spalte in der Tat sogleich mit Zermalmsel, so könnte das Magma unmöglich zur Eruption kommen. Jede Eruption beweist, dass die Zone gemischter Umformung bis zur magmatischen Tiefe reicht.

Darwin sucht die Tensions-Differenz, welche unter einer Gebirgskette herrscht, quantitativ zu bestimmen. Eine 4000 *m* hohe Gesteins-Säule vom spezifischen Gewicht = 2·8 übt auf die Basis einen Druck von 11.000 *t* p. m^2, einen Druck, welcher genügt, um harte Eruptivgesteine zu zertrümmern; die Tensions-Differenz, welche unter einem ebenso hoch aufragenden Gebirge herrscht, dürfte aber im Maximum 4000 *t* betragen. Dieses Maximum, welches genügt, um Gesteine von geringer Festigkeit zu zertrümmern, herrscht tief unter der Basis des Gebirgszuges, während in den bez. Tälern nur eine geringe Tensions-Differenz besteht. [1])

Darwin hat eine geschlossene, lückenlose Gesteinsmasse im Auge und berücksichtigt die Dislocationen nicht. Offenbar werden aber, sobald in Folge von Dislocationen Hohlräume entstehen, sehr bedeutende Tensions-Differenzen in den bez. Gebieten auftreten. Doch tritt auch in diesem Falle gewiss nicht sogleich Zertrümmerung ein, auch sind die Massen offenbar nicht so plastisch, dass sie sich sogleich aneinander schmiegen und die entstandene Ruptur verteilen, sondern beide Arten von Umformung verlangen zu ihrem Vollzug auch in grosser Tiefe eine gewisse Zeit. Das Magma kann durch die Spalte empordringen und eventuell bis an die Erdoberfläche gelangen. Ist die Spalte aber einmal in dieser Weise mit Magma ausgefüllt, so werden die Wandungen durch den Druck des Magma gestützt und wie die Erfahrung zeigt, kann die betreffende, mit flüssigem Material erfüllte Spalte unter Umständen lange erhalten bleiben, während eine nicht ausgefüllte Spalte in der Zone gemischter Deformation bald zusammenwächst, indem sie je

[1]) Darwin: Phil. Trans. 1882, Vol. 173, p. 222. Bedenken gegen die eingeführte Rechnung auf p. 224.

Digitized by Google

nach Umständen mit Detritus erfüllt oder plastisch geschlossen wird.

Grosse Hohlräume, wie solche von einigen Theoretikern angenommen werden, sind unhaltbar; selbst in mässiger Tiefe (in Bergwerken) gehen namhafte Weitungen gemeiniglich bald zu Bruch, in bedeutenderer Tiefe aber trägt auch die plastische Deformation ihren Teil zur baldigen Schliessung klaffender Spalten bei.

Das Relief wird durch die Festigkeit des Materials bedingt.

Im Vorstehenden wurde gezeigt, dass die Umformung nicht in so einfacher Weise, wie gemeiniglich angenommen wird, durch den „Druck der Gesteinssäule" bedingt wird. Eine gesetzmässige Abhängigkeit der Deformation von der Gravitation besteht aber natürlich und diese kommt in der Form der Gebirge zum Ausdruck. Je steiler ein Gebirge auftaucht, desto intensiver wirken in seinen tieferen Teilen die rupturelle und die plastische Deformation und es liegt nahe, zu vermuten, dass die höchsten Gebirge überhaupt das Maximum der möglichen Erhebung darstellen.

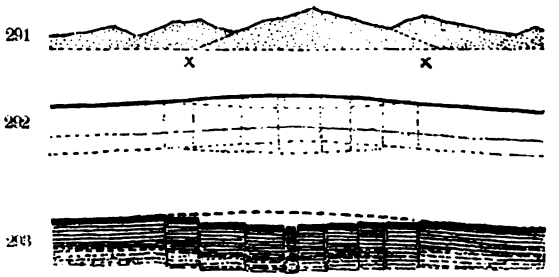
Vergleicht man verschiedene Gebirgs-Profile, so bemerkt man durchgehends eine Abhängigkeit der Höhe von der Breite. Ein schmales Gebirg ragt nie etwa in der Weise wie in Fig. 291 durch Punkte angedeutet ist, so hoch auf, wie ein breit angelegtes Gebirg. Es lässt diess schliessen, dass der Seitendruck eine namhafte Rolle spielt. Die centralen Massen des Gebirges, Fig. 291, ragen so hoch auf, weil sie durch das Mittelgebirg und weil dieses durch die Vorberge gestützt wird. Der Seitendruck vermindert den Basaldruck und reducirt entsprechend die Deformation in den tiefen Teilen. Das hypothetische (punktirte) Gebirge $x—x$ in Fig. 291, welches nicht seitlich gestützt wird, muss zersitzen und deshalb kann es gar nicht entstehen.

Dieser Gedanke hat gewiss Berechtigung, doch muss das Problem offenbar tiefer gefasst werden.

Ich betrachte zunächst isolirte Erhebungen und gehe dann zur Betrachtung der Gebirge über:

Digitized by Google

Die Tatsache, dass der Ortler 4000 *m* über das Meer aufragt, ist für die vorliegende Frage bedeutungslos, da ja das Meeresnivo ein willkürlicher Horizont ist. Beziehen wir die Bergeshöhen hingegen auf die Basis der betreffenden Erhebung, d. i. auf die nächsten Haupttäler bez. Ebenen, so finden wir, dass die grössten Berghöhen in der Tat unbedeutend sind. Relative Höhen von 2000 *m* sind schon namhaft. Einzelne Vulkane ragen zwar 3—5 *km* hoch auf, aber sie erheben sich aus einer langsam ansteigenden Landschwelle, welche am Fuss des betreffenden Vulkans meist schon eine beträchtliche Meereshöhe erreicht hat. Eliminirt man das Meeresnivo und verfolgt man das Relief bis in die Meeres-



tiefe, so erhält man allerdings noch bedeutendere Nivo differenzen (bei einigen aus dem Meer aufragenden Bergen über 10 *km*), aber man findet auch in diesem Falle, dass das Relief im Ganzen nicht mehr unserem Begriffe „Berg", sondern vielmehr dem der Bodenschwellung entspricht, indem die Höhe der bez. Masse im Verhältniss zur Basis verschwindet.

Sieht man von diesem letzteren Fänomen ab und fasst man nur die typischen Berge und Bergzüge mit ihren relativen Höhen ins Auge, so findet man, dass nirgends eine Gesteinssäule von so namhafter Höhe aufragt, dass die besagte Masse in Folge des eigenen Gewichtes an der Basis zertrümmern würde. Weder Aufschüttung noch Erosion, weder Verwerfung noch intrusive Hebung sind im Stande, eine Erhebung von so namhafter relativer Höhe zu produciren. Hingegen besteht zwischen der Höhe jener Bodenschwellungen, welche man als Gebirg bezeichnet und der Festigkeit der betreffenden

Digitized by Google

Gesteine wohl ein causaler Zusammenhang. Allerdings dürfen wir uns nicht vorstellen, dass die Gesteinsmassen gerade an der Basis der betreffenden Bodenschwellung zertrümmern, sondern man muss offenbar die bez. Partie der Erde im Ganzen ins Auge fassen und die rupturelle und plastische Umformung in der ganzen Masse repartirt denken. Unter dieser Voraussetzung erklären sich die Ausgleichung des Reliefs und der causale Zusammenhang zwischen Höhe und Breite der Gebirge einfach: Die Gebirge sind nicht Reliefmassen, welche auf einer starren Basis ruhen, sondern sie sind einfach höher aufragende Partien der zu gemischter Umformung disponirten Erdkruste. Diese Schwellungen können aber in Folge der plastisch-rupturellen Umformungs-Fähigkeit der Kruste keine namhafte Höhe erreichen, ohne zusammenzusitzen. Fig. 292 stellt eine labile Schwellung der Erdkruste dar und Fig. 293 zeigt den ausgleichenden Niederbruch. Das Bruchfeld wird je nach Umständen mit Detritus oder organogenen Sedimenten ausgefüllt oder es dringen aus den Spalten des Bruchfeldes Eruptivmassen.

Viele Landschwellungen sind so geringfügig, dass sie zu keiner ausgleichenden Bewegung zwingen; die sich etwa bildenden Senkungsfelder aber werden mit Sedimenten und Eruptivmassen gefüllt, wodurch wieder ein ziemlich continuirliches Relief erzeugt wird.

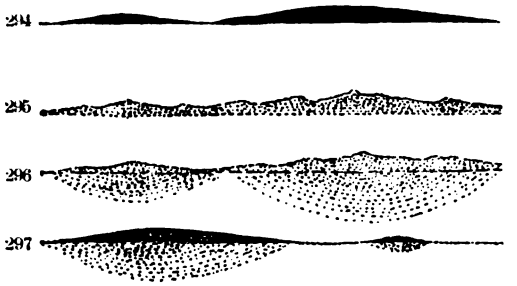
Die Erfahrung zeigt, dass Landschwellungen unter Umständen stationär sein können, wenn die relative Nivodifferenz nicht grell ist. Je breiter die Basis, um so höher kann auch die gesammte Auftreibung sein; über einer kleinen Basis kann sich aber nie ein hohes Gebirg erheben, ohne eine ausgleichende Deformation des bez. Gebietes der Erde zu veranlassen.

Denken wir Brei oder Eis über eine Ebene zu einem Gebirg aufgehäuft, so wird die Masse sich plastisch-rupturell deformiren und zu einem flachen Fladen ausbreiten, welcher schliesslich stationär wird, sobald der normale, durch die Häsion bedingte Böschungswinkel hergestellt ist. Es folgt hieraus, dass die Höhe für jede Substanz ein gewisses Maximum

Digitized by Google

nicht überschreiten kann und dass sie abhängig ist von der Basis.

Die Tatsache, dass die Höhe der Gebirge eine Function ihrer Basis ist, beruht offenbar auf einem analogen Verhalten. Aber nicht der Gebirgskörper allein, sondern der bez. Teil der Erdkruste nimmt an der ausgleichenden Deformirung teil. Wie die Höhe des Breifladens in Fig. 294 mit der Basis wächst, so wächst auch die Höhe der Landschwellung oder des Gebirges in Fig. 295; nur geschieht hier der Ausgleich nicht (wie bei dem Breifladen) in Bezug auf eine bestimmte, starre Ebene, sondern in Bezug auf eine weite, wahrscheinlich wohl sfäroidal begrenzte Region unterhalb der Landschwellung. Nicht nur die Erdkruste, sondern auch die magmatische Tiefe wird von der ausgleichenden Massenbewegung afficirt. In Fig. 296 habe ich die Gebiete der Tiefe, welche an der Ausgleichung teilnehmen dürften, durch Punktirung hervorgehoben.



Um das angeführte Beispiel mit der Breimasse dem vorliegenden geologischen Fänomen besser anzupassen, muss man die starre Unterlage der Fig. 294 weglassen und sich vorstellen, eine kleine Breimasse werde auf einen grossen Breifladen mit ebener Oberfläche aufgetragen oder sie werde inmitten der grossen Breimasse aufgetrieben. Dann ist die Analogie zutreffend: die aufgetragene, sowie die unterlagernde Masse wird ausgleichende Bewegungen erfahren (Fig. 297), wie ich diess für den Fall der Gebirgsbildung gleichfalls annehme.

Die Steilheit einer Landschwellung wird gewiss wesentlich bedingt durch die Art des Materials. Harte Gesteine (Eruptiv-Massifs, Gneiss etc.) werden steiler aufragen als junge, plastische Sedimente, welche zu ausgleichenden Bewe-

Digitized by Google

gungen (Faltung, Schlipfen etc.) disponirt sind. Offenbar ist aber auch in diesem Falle nicht nur das über die Gebirgsbasis aufragende Material, sondern auch die Beschaffenheit der unterlagernden Massen massgebend, da ja die ausgleichenden Dislocationen auch die tieferen Massen treffen.

Der Einfluss von Temperatur und Druck wurde oben erwähnt; dagegen muss hier noch die Bedeutung der Gravitation für das Relief hervorgehoben werden. Da diese auf unserem Planeten nur geringe Variationen aufweist, müssen die Gebirge bei bestimmter Beschaffenheit des Materials am Pol, wie am Equator, denselben Karakter aufweisen. Dieser Habitus entspricht der irdischen Gravitation,

während auf anderen kosmischen Körpern unter übrigens gleichen Verhältnissen das Relief je nach der Gravitation verschieden sein muss: Auf grossen Weltkörpern wird sich bei übrigens gleichen Verhältnissen ein viel flacherer Böschungswinkel einstellen und es können sich demgemäss nur flache Gebirge bilden, welche allerdings unter der Voraussetzung, dass die Breite des Gebirges wächst, immerhin namhafte Höhen erreichen können. Kleine Weltkörper zeichnen sich im Gegensatz durch eine, der geringen Gravitation entsprechende, steile Böschung und Klüftung aus. Fig. 298 zeigt das hypothetische Profil eines Gebirges auf einem grossen Weltkörper, Fig. 299 ist das Profil eines terrestren Gebirges und Fig. 300 das Profil eines namhaften Mondgebirges.

Was für die einzelnen Gebirgszüge gilt, trifft in gleicher Weise für die grösseren Unregelmässigkeiten der kosmischen Individuen zu. Der Mond hat eine bedeutende hämisfärale Intumescenz, die Erde ist schon ungleich symmetrischer

Digitized by Google

gebaut [1]) etc.; je grösser die Masse, um so mehr nähert sich die Gestalt dem reinen Rotations-Ellipsoid. Während kleine Weltkörper sehr irregulär sein können, sind die grossen ihrer Masse entsprechend reiner modellirt (siehe „kosmische Geologie").

Plasticität und Deformation des Erdkörpers.

Die Erdkruste unterliegt wandelbaren Spannungs-Differenzen und zwar wird sie sowohl auf Zug, als auch auf Druck beansprucht. Da die Zugfestigkeit der Gesteine gering ist, folgt, dass bei geringfügigen Spannungen Rupturen eintreten müssen. [2]) Druckdifferenzen werden in viel höherem Betrage vertragen; da aber in relativ geringer Tiefe der Kruste bereits sehr bedeutende Druckdifferenzen vorkommen können (s. oben), tritt auch in diesem Falle rupturelle, bez. plastische Umformung gewiss häufig ein.

Die Erde ist wahrscheinlich durchaus starr; die Kruste ist fest und spröd, die Tiefen der Erde dagegen sind fest und plastisch. Unterhalb der Zone gemischter Umformung folgt der magmatische Kern, welcher gleichfalls partiell (latent) plastisch ist; sobald das Gleichgewicht gestört wird, tritt Deformation und Accommodation ein.

Darwin berechnet die Druckdifferenz [3]), welche im compacten, plastischen Erdkörper unter den bestehenden Relief-Verhältnissen (und kosmischen Beziehungen) eintreten müssen und findet, dass die Tensions-Differenz im Centrum etwa 8mal so gross sein muss, als an der Oberfläche, jedoch höch-

---

[1]) S. Günther Geofysik 1884, I., p. 191.

[2]) Bauschinger: Druck und Spannung in der Erdkruste. Z. f. Baukunde 1879, p. 271.

[3]) Darwin: Phil. Trans. 1882, Vol. 173, p. 221. Wenn der Druck bez. Zug nach drei aufeinander senkrechten Axen gleich ist, herrscht Gleichgewicht; überwiegt der Druck in ein oder der anderen Richtung, so entstehen Druck- bez. Zug-Differenzen. Der allseitige Druck mag in der Tiefe beliebig hoch sein, für die Deformation ist nur die Tensions-Differenz bedeutungsvoll.

Digitized by Google

stens 12.000 *t* p. m^2 betragen dürfte [1]) (also im äussersten Fall genügt, um harte Eruptivmassen zu zertrümmern).

Vergleicht man die continentalen Protuberanzen mit den grossen (marinen) Depressionen des Erdkörpers, so ergeben sich die folgenden Werte:

Wenn wir die mittlere Meerestiefe [2]) ersetzen durch eine äquivalente Gesteinsmasse, so erhalten wir einen wasserlosen Erdball, dessen Protuberanzen etwa 3·5 *km* über die Depressionen aufragen. Wäre die Protuberanz (als hoher Gürtel oder Reif) nur im Gebiet des Equators concentrirt, so betrüge die Tensions-Differenz im Maximum 6000 *t* p. m^2 und zwar würde diess Maximum etwa 1000 *km* unter dem bez. equatorialen Hochland-Gürtel herrschen. Existiren aber neben den equatorialen Protuberanzen auch polare Continente, so wird durch dieses Gegengewicht die Tensions-Differenz unter dem equatorialen Gürtel reducirt. [3]) Die erhaltenen Werte sind nicht bedeutend und genügen nur, um Gesteine von geringer Festigkeit momentan zu deformiren; jedenfalls genügt die Tensions-Differenz, um die meisten Gesteine im Laufe der Zeit rupturell oder plastisch zu deformiren. Übrigens hat Darwin die Wirkung der Dislocationen nicht in Rechnung gezogen; die hiedurch gebildeten Hohlräume geben aber sicher Anlass zu sehr bedeutenden Tensions-Differenzen und zu tiefgreifenden Störungen des Gleichgewichtes.

Endlich ist wohl zu beachten, dass man über das mittlere spezifische Gewicht der Erdkruste in verschiedenen Regionen nichts weiss. Es ist wiederholt der Gedanke ausgesprochen worden, dass die Kruste im Gebiete der marinen Depressionen dichter und spezifisch schwerer sei, als die Protuberanz-Kruste, sodass sie den letzteren Partien das Gleichgewicht halte. In

---

[1]) Wenn die Erde stille stünde, würde das Gleichgewicht soweit gestört, dass die Tensions-Differenz im Centrum etwa 50.000 *t* p. m^2 betrüge (Darwin).

[2]) Krümmel berechnet für die offenen Oceane eine mittlere Tiefe von 3700 *m*, für sämmtliche Meere Mittel = 3400. Mittlere Höhe aller Continente etwa = 300 *m*. Darwin überschätzt die mittlere Tiefe (5000 *m*).

[3]) Je nach der Gestalt der equatorialen und polaren Protuberanzen und Depressionen sind die Werte der Tensions-Differenz verschieden.

Digitized by Google

diesem Falle ist die quantitative Betrachtung, welche gleiche Dichte der Kruste voraussetzt, zu ändern.

Der Geologe kann jedoch constatiren, dass gewisse Protuberanzen und Depressionen [1]) ziemlich jung sind, während andere allerdings uralt und stabil sind. Das beweist aber eben, dass in gewissen Partien der Erdkruste kein Gleichgewicht besteht und folglich hat obige Betrachtung über Deformation der Kruste unter dem Einfluss von Tensions-Differenzen praktische Bedeutung. Es bestehen gewiss, wie Darwin annimmt, unter den Gebirgen und Continenten Spannungs-Differenzen, welche genügen, die meisten Gesteine im Laufe der Zeit rupturell oder plastisch zu deformiren; bei eintretenden Dislocationen können diese Tensionen aber (in Folge der entstehenden Spalten) noch viel bedeutender werden und Deformationen in den härtesten Gesteinen bewirken.

Mehrfach wurde behauptet, der Erdkern contrahire sich stärker als die Kruste und schwebe frei innerhalb derselben. Andere meinen, der Kern sei flüssig und werfe unter dem Einfluss der kosmischen Agentien Flutwellen gegen die Kruste, wodurch Erdbeben bedingt würden. Beides ist meines Erachtens unrichtig. Eine frei schwebende Kruste kann sich unmöglich halten, sie muss sich dem Kern anpassen, weil der in einer „schwebenden" Kruste herrschende Druck (Gewölbeschub) etwa 0·5 Millionen Atm. betrüge, während die meisten Gesteine unter einem Druck von 1000 Atmosfären zertrümmern. [2]) Aus diesem Grunde kann von einem Anschlagen der hypothetischen Mond-Flutwelle des Magma nicht die Rede sein. [3])

---

[1]) Ein grosser Teil der continentalen Protuberanzen der nördlichen Hemisfäre, ferner ein grosser Teil des atlantischen und Mittelmeeres etc. s. Kosm. Geologie.

[2]) Belli: Giorn. Istit. Lomb. 1850, Vol. 2. Mallet: Phil. Trans. L. 1873, Vol. 163, p. 180. Fisher: Trans. Phil. Soc. Cambr., Vol. 9. Fisher: Phys. earth. Bauschinger: Druck in d. Erdkruste. Z. f. Baukunde 1879. Zöpperitz: Geogr. Jb. 1880, p. 46.

[3]) Dass eine Differenzirung zwischen Kern und Schale in der Natur überhaupt nicht existiren kann, dass vielmehr beide Teile durch Übergänge miteinander verbunden sein müssen, habe ich in der Fysik der Eruptionen ausgeführt. Den Zusammenhang der Beben mit der Mond-Flutwelle bespreche ich im Kap. „Erdbeben".

Digitized by Google

Die Plasticität der Erde hat zur Folge, dass sich dieselbe den wechselnden kosmischen Beziehungen anpassen muss. [1])

Diese Variabilität, welche in historischer Zeit allerdings unmerklich ist, wird, wenn man geologische Zeiträume überblickt, beachtenswert: Die Contraction der Erde bewirkt eine Beschleunigung der Umdrehung; der die Erde umkreisende Mond hingegen verzögert die Rotation. In Folge des ersten Faktors muss sich die Abplattung vermehren, während der letztere die umgekehrte Wirkung hat. Die Accommodation erfolgt aber natürlich nicht sogleich, sondern es muss eine beträchtliche Zeit verfliessen, bis ein Weltkörper sich den geänderten kosmischen Bedingungen accomodirt. Seine Gestaltung bleibt immer um einen gewissen Betrag hinter den momentanen Anforderungen zurück.

Da der Kern und die Kruste einen verschiedenen Grad von Plasticität und Beweglichkeit besitzten, folgt, dass durch äussere Einflüsse (insb. durch den verzögernden Einfluss des Mondes) eine allmählige relative Verschiebung der Massen gegeneinander platzgreifen kann. Es ist möglich, dass die Variation der magnetischen Verhältnisse durch diese relativen Verschiebungen bedingt ist, [2])

Evans, Peroche, Carret, Faye [3]) vermuten, dass der Mond die equatoriale Protuberanz der Erde zurückziehe und relative Verschiebungen bewirke. Darwin hebt hervor, dass derartige

---

[1]) Spencer: Phil. Mag. 1845, 1847. Reyer: Bewegung im Festen. Jb. geol. Reichs. 1880, p. 552. Faye: Variation figure de la terre. C. R. 1880, p. 1185. Darwins Untersuchungen über die Deformationen unseres Planeten bespreche ich in der kosmischen Geologie.

[2]) Schon Halley hat Beweglichkeit des magnetischen Erdkernes angenommen. Diese alte Hypothese gewinnt durch die neuen Untersuchungen über die Plasticität der Erde Bedeutung. S. Evans Nature 1878, Vol. 18, p. 80. Wettstein (Strömungen 1880, p. 86) nimmt an, dass die verschiedenen Partien im Inneren der Erde eine verschiedene Rotation haben und dass durch die Reibung dieser Massen elektrische Ströme erzeugt werden; s. Gringmuth Erdmagnetismus 1883. Günther: Geofysik 1885, Vol. 2, p. 43.

[3]) Carret: Deplacement polaire. Faye (C. R. 1880, Vol. 90, p. 642), über Deformation in Folge kosmischer Einflüsse und Wärme-Entwicklung im Planeten als Folge dieser Deformation.

Digitized by Google

Verschiebungen selbst bei namhafter Heterogenität des Materials (schlierigen Differenzen) unter den auf der Erde herrschenden Bedingungen nur geringfügig sein können; jedenfalls ist der Einfluss dieser relativen Verschiebungen auf die Temperatur der Erde (Erzeugung von Wärme durch Reibung) derzeit verschwindend.[1]) In früheren Stadien der Erdgeschichte müssen diese Wirkungen jedoch bedeutend gewesen sein.

Faltung; die Apallachien.

Schon die Geologen und Bergleute des vorigen Jahrhundertes hatten erkannt, dass die Schichten der Gebirge meist parallel mit dem Streichen des Gebirges verlaufen, hingegen wechselvoll einfallen.[2]) Man traf in den steil gestellten Schichten Geschiebe und Fossilien mit ihrer Längsaxe aufrecht und schloss hieraus, dass die Schichten durch einen mechanischen Vorgang aufgerichtet worden seien. Da man in der Centralaxe der Gebirge häufig granitische Massen antraf, schloss man weiter, dass diese Ursache der Aufrichtung seien. Die meisten dachten an kataklismatische Vorgänge, während Hall auf den ungestörten Verlauf der Faltung verweist und hieraus schliesst, dass die schiebende Kraft nicht convulsivisch, sondern langsam und gleichmässig gewirkt habe.[3])

Der Einfachheit wegen betrachte ich zunächst die rein plastische Faltung ohne Rücksicht auf die rupturelle Transformation:

Stapff zeigt, dass ein Schichtcomplex in der Mehrzahl der Fälle halbkreisförmig gefaltet, also auf zwei Drittel der ursprünglichen Länge zusammengeschoben wird.[4])

Ausser diesem Mitteltypus trifft man aber in der Natur je nach der Dauer des Impulses und je nach dem Karakter

[1]) Darwin: Tides of. visc. spheroid. Phil. Trans. 1880, Vol. 170, p. 591. S. kosm. Geologie.

[2]) Charpentier, Lehmann, Pini, Saussure, Pallas, Ebel u. a.

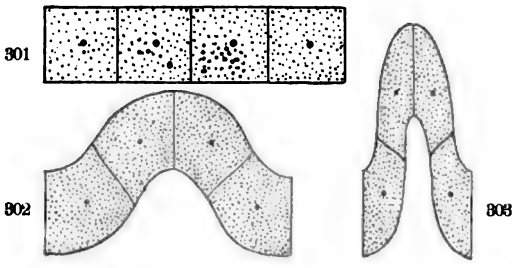
[3]) Hall: Trans. Roy. Soc. Edinb. 1814, Vol. 7, p. 84. Auszug in Pog. 1836, Vol. 37, p. 273. Saussure: Vol. 2, p. 475.

[4]) Stapff: Mechan. der Faltung. Jb. Min. 1879, p. 293.

Digitized by Google

der Schichten alle Zwischentypen von der flachen Wölbung bis zur steilen Zusammenpressung (welch letztere von ruptureller Transformation begleitet ist).

Seit Hall wurde die Faltung wiederholt experimentell nachgeahmt, [1]) doch fehlt den betreffenden Versuchen die quantitative Schärfe. Um diesem Mangel abzuhelfen, teile ich eine Schichte in Quadrate (Fig. 301) und beobachte die Deformation dieser Quadrate einerseits und die Ortsbewegung der Quadrat-Centra anderseits. Die Horizontale bezeichne ich



als Lagerfläche, die senkrechten Teilstriche dagegen als Normale.

Schieben wir eine Lehmschichte, welche in dieser Weise eingeteilt ist, durch einen horizontalen Druck zusammen, so erhalten wir je nach dem Grad der Annäherung Fig. 302 und Fig. 303.

Die ursprünglich vertikalen Scheidungs-Linien bleiben bei horizontalem Schub in den Schichtsätteln [2]) vertikal, in den Faltenschenkeln stellen sie sich normal, doch bilden sie nach erfolgter Deformation nicht mehr ebene Flächen: sie verlaufen concav gegen die Sättel, weil die Stauung in den concaven Partien und die Streckung in den convexen Schenkelteilen unvollständig ist.

---

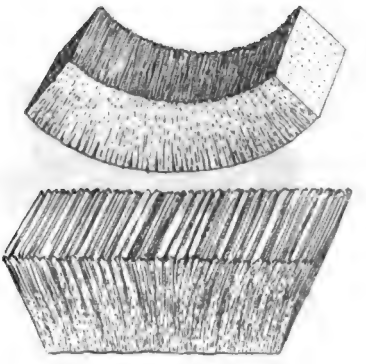
[1]) **Hall** (cit.) faltet Tuchblätter, die er beschwert und seitlich presst (1813). **Favre** trägt Lehmlagen auf eine ausgezogene Kautschuk-Platte und lässt die letztere sich langsam zusammenziehen. C. R. 1878, Vol. 86, p. 1093. Nature, Vol. 19, p. 104.

[2]) Die Mulden verhalten sich analog, daher ich sie nicht besonders berücksichtige.

Digitized by Google

Die Normalen werden in den Schenkeln verkürzt, in den Sätteln aber verlängert, d. h. das Material wird in den Schenkeln gestreckt, in den Sätteln hingegen gestaut. Die Verkürzung der Schenkelnormalen, bez. Verlängerung der Sattelnormalen steht für ein bestimmtes Material in einem gesetzmässigen Verhältniss zur Verkürzung des Lagers.

Die convexen Partien jeder Schichte werden gedehnt und wenn nicht hoher Druck es verhindert, von Längsrissen durchsetzt, während das Material der concaven Teile comprimirt und gerunzelt wird (Fig. 304). Breitet man ein solches Stück (eine Lehmfalte) aus, so runzelt sich die klaffende Seite und statt der Runzeln sieht man ein System klaffender Risse, welche, wie Fig. 305 zeigt, convergiren. Die plastische Umformung wird also, wie man sieht, in den am stärksten beanspruchten Partien unter Umständen von ruptureller Umformung begleitet. Die Zerrflächen (Klaffe) sowie die Pressungs-Flächen in der Convex- bez. Concavseite der Falte folgen dem Streichen der Falte und setzen normal durch den Schichtkörper ein. Die Lage der eventuell sich bildenden Verwerfungs-Flächen ist hiedurch vorgezeichnet (s. Kap. Verwerfung).



304

305

Die symmetrische Ausbildung tritt, wie erwähnt, nur in dem Falle ein, wenn eine horizontal gelagerte, homogene Schichte horizontal zusammengeschoben wird; in allen anderen Fällen tritt einseitige Verschiebung und Verzerrung ein. Liegt die zu faltende Schichte auf einer geneigten Unterlage, so tritt bei einer Verkürzung auf 0·8 die asymmetrische Deformation Fig. 306 ein, bei Verkürzung auf 0·6 aber tritt, wie Fig. 307 zeigt, eine beträchtliche Überschiebung ein.

Spannt man Stahlfedern ein und staut man sie, so tritt

Digitized by Google

Faltung und falls die Stützpunkte in verschiedenem Nivo liegen, Überschiebung ein, wie Fig. 308—311 zeigen (Daubrée Geol. experim.).

Bei plastischen Schicht-Systemen tritt, wenn dieselben unter geringem Druck gefaltet werden, eine relative Verschiebung der einzelnen Schichten ein, indem dieselben in der Mulde sich weniger stauen, in den Sätteln aber sich weniger strecken als eine einheitliche Masse. Die Sattel-Normalen werden in Folge dieser Verschiebung in stufig gebrochene Linien aufgelöst, welche nach einer Curve angeordnet sind, wie Fig. 312 und 313 zeigen. Insbesondere in der Grenzfläche zwischen mächtigen und dünnen Schichten treten in

Fig. 306. Fig. 307.

Folge der Deformation bedeutende Lager-Verschiebungen ein. Nahe der Erdoberfläche tritt leicht rupturelle, in der Tiefe dagegen plastische Umformung ein und zwar bilden sich in namhafter Tiefe bei plastischem Material wenige grosse Falten, während derselbe Kraftaufwand nahe der Erdoberfläche viele kleine Falten als Äquivalent erzeugt. [1])

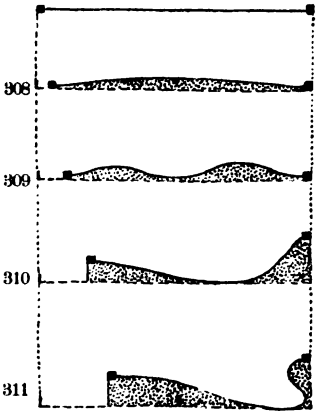
Die Grenze zwischen plastischer und ruptureller Umformung variirt je nach der Tiefe und nach dem Mass der mechanischen Beeinflussung. Nahe der Erdoberfläche werden die Schichten in Schollen aufgelöst, während sie in der Tiefe zwar auch, falls der Schub nicht sehr langsam und gleichmässig ist, brechen, jedoch ihre Continuität nicht einbüssen; die Bruchstücke werden durch den Druck aneinander gepresst gehalten, so dass die gefaltete Masse den Eindruck macht, als sei sie plastisch umgeformt worden. Erst bei näherer Betrachtung sieht man, dass die gebogenen Partien eine dicht gefügte Brezzie darstellen. Der Bruch tritt natürlich am reich-

[1]) Stapff: Jb. Min. 1879, p. 792.

Digitized by Google

lichsten in den am stärksten gebogenen Partien (Sätteln) ein; Längsbrüche durchsetzen die Sättel, welche häufig — insbesondere im Falle der flachen Überschiebung — namhafte Dislocationen veranlassen. Fig. 314 und 315 veranschaulicht den Vorgang der flachen Überschiebung.[1])

Fig. 316—318 zeigt die Combination von Überschiebung mit Brüchen. Die Überschiebung des Devon über Carbon in der Kohlenmulde von Lüttich (Fig. 319) wird bereits von Heron erkannt; die Alpen, die Apallachien, Jura und Harz bieten gleichfalls ausgezeichnete Beispiele von Überschiebungen.[2]) Fig. 319 a = Intrusiv-Überschiebung; Granit punktirt.



Einzelne Falten des Apallachien-Gebirges lassen sich zwei bis drei Tagreisen weit verfolgen. Im Osten fällt der gesammte Schichtcomplex steil SO., wandert man aber landeinwärts, so stellt sich neben dem steilen SO.-Fallen auch ein steiles NW.-Fallen ein und je weiter man nach W. geht, desto flacher liegen die Schichten; zugleich reducirt sich die Mächtigkeit des Schichtcomplexes von O. gegen W. rasch auf ein Viertel (Rogers, Hall). Das Schichtsystem ist im O. steil aufgerichtet und überschoben, gegen W. aber wird der Betrag der Faltung immer geringer und verläuft schliesslich in ruhigen Wellen. In der überkippten Zone trifft man viele Verwerfungen, die einander parallel verlaufen u. a. eine Hauptverwerfung, deren Sprunghöhe auf 6000 *m* veranschlagt wird und welche sich drei Tagreisen weit nachweisen lässt. Diese gewaltige Verwerfung schiesst gegen Osten, also entgegen-

[1]) Heim: Gebirgsbildung 1879, I., p. 220, II., p. 44.

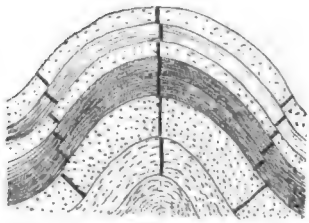
[2]) Gressly, Rogers, cit. A. Müller: Jura p. 428. Mösch: Jura, Beitr. Geol. Schweiz 1867, 1874. Suess: Alpen p. 36, 149. Mojsisovich: Dolomitriffe p. 111. Köhler: preuss. Z. Berg. Hütt. 1880, p 195, 1882 p. 31, 278. Lossen: Jb. preuss. geol. Reichs. 1881, p. 4. Suess: Erde, I., p. 185.

Digitized by Google

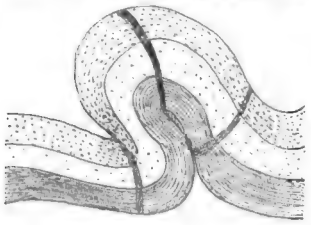
gesetzt der Überschiebung ein (s. Verwerfungs-Regeln). Ausserdem wird das Gebirge von vielen Quer-Verwerfungen durchsetzt.

Die steil gefaltete östliche Zone ist hoch metamorf und enthält Anthrazit; die flach verlaufende West-Zone ist dagegen wenig metamorfosirt und enthält eine bituminöse Kohle, welche jedoch derselben Bildungszeit angehört, wie der Anthrazit der östlichen Zone (s. Metamorfismus). Die Stauung dieses einst mächtigen Gebirges vollzog sich im Paläozoischen. [1])

Fig. 320 zeigt den Typus des apallachischen Gebirges, Fig. 321 Profil der Apallachien, Fig. 322 zeigt den Verlauf der Falten der Apallachien im Gebiete von Pennsylvanien.



312



313

Die Faltung der Schichten in den N.-Alpen zeigt in analoger Weise einen gegen N. gerichteten Schub; die gegen die Ebene vorgelagerten Faltenzüge sind oft überschoben. [2]) Die gleichförmige, faltende Horizontal-Bewegung hat nach Suess einen viel wesentlicheren Einfluss auf die heutige Gestalt der Alpen gehabt als die, vordem allzusehr betonte Vertikal-Bewegung einzelner Teile. Eine Rückstauung der Faltenzüge durch das vorliegende böhmische Massif ist am Verlauf der Flysch-Zone zwar nicht nachweislich, wohl aber treten in den Kalkalpen des östlichen Gebietes Brüche auf, deren Verlauf mit der Grenze des böhmischen Massifs genetisch in Zusammenhang zu stehen scheint. (Suess: Alpen. p. 21.)

In diesen und ähnlichen Fällen macht es den Eindruck, als ob eine mächtige Sediment-Zone durch eine flach wirkende Kraft in einer bestimmten Richtung geschoben und an

[1]) Rogers: Brit. Assoc. Rep. 1842, p. 41 und 1856. Rogers: Geol. Pa. 1836—1840, 1858.

[2]) Escher, Studer: Gesch. p. 201, 597. Suess: Alpen 1875. p. 25.

Digitized by Google

entgegenstehenden Hindernissen gestaut worden wäre.[1]) Eine der interessantesten und grossartigsten Überschiebungen liegt in der Glarner Doppelfalte vor,[2]) welche ich jedoch, da sie strittig ist, nicht bespreche.

Die Überschiebungs-Brüche folgen dem Streichen der Falten und fallen in gleichem Sinne, doch steiler als die überschobene Falte.

Bei starker Überschiebung ist oft der liegende Flügel ganz vom überschobenen Gebirgsflügel bedeckt; wenn mehrere solche überschobene Zonen hintereinander liegen (Fig. 323), entsteht die Aufeinanderfolge *a b* bis *a b*, welche äusserlich dasselbe Bild gibt, wie die gemeine Verwerfung (Fig. 324). Suess bezeichnet diesen tektonischen Typus als Schuppen-Struktur.[3])

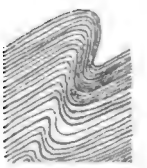


Fig. 314.

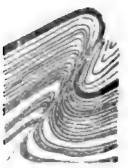


Fig. 315.

Querbrüche, relative Verschiebung.

Ausser den erwähnten streichenden Faltenbrüchen treten in Folge der ungleichen Bewegung der gefalteten Schichte in der Richtung des Schubes Querbrüche ein, längs deren die Schichtstreifen um verschiedene Beträge in der Richtung des Schubes vorrücken. Diese querstreichenden „Blätter" fallen steil, weisen jedoch nicht, gleich den Verwerfungen, steile, sondern flache Gleitstriemen auf (Fig. 325).

[1]) Stauung gegen Horste: „Die gefalteten Massen der Bieskiden erscheinen über das hinabtauchende Steinkohlen-Gebirge hinübergeschoben wie Wellen, die am flachen Strande auslaufen". Suess: Alpen, p. 22. Suess: Erde, Vol. 1, p. 349.

[2]) Escher, Studer, Heim: Vierteljahrschrift nat. Gesellsch. Zürich 1871, p. 258. Heim stellt die Verhältnisse in einem Profil-Modell dar. (Profile auf Platten, welche hintereinander stehen, so dass man zugleich das Relief und den inneren Bau überblickt.) S. Heim: Gebirgsbildung, 1878, I., p. 126, 218.

[3]) Suess: Erde, I., 149.

Digitized by Google

Die relative Ortsbewegung der einzelnen Teile bei der Faltung ist umso intensiver und umso verschiedener, je näher die Masse der Erdoberfläche liegt. Ursprünglich zusammenhängende Massen werden zerrissen, überschoben, seitlich verschoben und oft so weit von einander entfernt, dass es schwierig ist, den ursprünglichen Zusammenhang zu reconstruiren.

Vielfach werden entfernte Faltenteile, welche gleichaltrig sind, in den Profilen durch punktirte Linien in Zusammenhang gebracht, wodurch man den Eindruck erhält, als seien die dazwischen liegenden Teile erodirt, was aber durchaus nicht immer der Fall ist, indem die Lücke häufig unmittelbar durch relative Verschiebung der Teile verursacht ist. Die punktirte Linie bezeichnet in solchen Fällen nicht den ehemaligen Zustand und dürfte in den meisten Fällen auch keine richtige Vorstellung über den betreffenden Faltungs-Vorgang geben.

316

317

318

Die Faltungstypen werden complicirt durch die Verschiedenheit des Materiales: Mächtige Schichten bilden monotone, mässig gekrümmte Falten, während dünnschichtiges Material zu einer intensiven Faltung und Fältelung neigt. Im ersten Falle ist das Streichen der Massen gleichmässig, Abweichungen in Folge eines Hindernisses werden gemeiniglich von Rupturen begleitet, während in letzterem Falle leicht plastische Abweichungen im Streichen eintreten. Dünnschichtiges Material wird auch in den Sätteln und Mulden faltig zusammengestaut (Klemmfalten, Fig. 326). Die in Fig. 326a notirten Axen der Falten schiessen in der Regel gegen die Synklinale ein.

Incohärentes Material, zwischen plastische Schichten eingeschaltet, wird in den Schenkeln oft ganz ausgequetscht

Digitized by Google

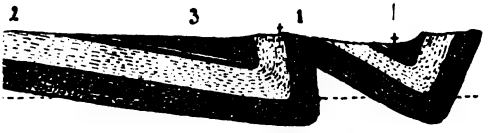
und ausgewalzt, während es sich in den Sätteln bricht oder in Form von Schmitzen zusammendrängt [1]) (s. Fig. 327, 327a).

Eine, durch die Verschiedenheit des Materiales bedingte Erscheinung ist das schichtweise Vicariren von plastischer und rupturelle r Umformung. Wird eine, in ein plastisches System eingebettete harte Schicht mitgefaltet, so tritt in der Hauptmasse plastische, in der harten Schichte aber rupturelle Umformung ein (Fig. 327b).

In diese Kategorie rechne ich auch die Flexur, [2]) welche ich für die plastische Fortsetzung einer Verwerfung halte.

1 = Devon, 2 = Kohlenkalk, 3 = Alaunschiefer und productives Carbon.

319



319a

Die flache Lagerung beiderseits der unvermittelt auftretenden faltigen Depression ist nur erklärlich, wenn man annimmt, dass tief unter den betreffenden Massen eine Verwerfung sich vollzog.

So trat in Fig. 287 eine Verwerfung im harten Grundgebirg ein, welche sich im überlagernden, plastischen Schichtsystem z. T. als plastische Beugung fortsetzte. Zwischen beiden Zonen liegt eine vermittelnde Zone der gemischten Umformung und verwickelter Zerrungen.

Es begreift sich, dass diese Art der Faltung in typischen Verwerfungs-Gebirgen eine Rolle spielt, [3]) während sie für die Falten-Gebirge eine untergeordnete Bedeutung hat.

---

[1]) Erdmann: Geol. Fören. Stockholm. Vol. 4, p. 222.

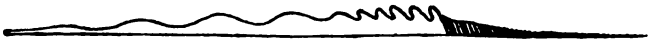
[2]) S. Gilbert in Wheeler's 100 th. Meridian. Vol. 3, p. 48.

[3]) Z. B. in dem von Bruch-Gebirgen durchsetzten west-amerikanischen Plato.

Digitized by Google

Faltengebirge; der Jura.

Bereits Escher karakterisirt den Jura als erodirtes Faltengebirge. Die Falten greifen schief gegeneinander vor, sodass die Hauptrichtung des Gebirges das Streichen der Falten schief kreuzt.[1]) In stetigen Bogen verlaufen die Faltenzüge, den Alpen harmonisch vorgelagert (s. Profil Fig. 328, Schema 328a, Fig. 537 und Karte Fig. 538); ihr tektonischer Zusammenhang mit den letzteren ist durch junge Gebilde, welche in der zwischenliegenden Niederung (Bruchfeld von Neuchâtel) zur Ablagerung gelangten, verhüllt. „Centralmassifs" fehlen diesem reinen Faltengebirge, während die Faltung in anderen

320 

321

Gebirgen sich meist einseitig an geschlossene Eruptivzüge oder an eine Zone vereinzelter Massifs anschliesst.

Das besagte Faltengebirge scheint das Resultat eines von den Alpen ausgehenden, gegen NW. gerichteten Schubes zu sein. Nahe den Alpen ist die Faltung intensiver, weiterhin gegen NW. verflachen und beruhigen sich die Falten; das Faltengebirge geht in der Richtung gegen Frankreich in eine (jurassische) Platolandschaft über. Wo die Falten an die in N. vorliegenden Schollen älterer Gebirge (Horste) herantreten, stellen sich die Schichten wieder steiler und zwar erscheinen die Falten von der Begrenzung dieser älteren Massen abhängig (Suess). Die sich faltenden Massen haben sich an den Horsten gestaut, „wie eine strömende Masse vor einem entgegenstehenden Damm".[2])

[1]) Escher: Leonh. Taschenbuch, 1822. Studer: Fysikal. Geogr., p. 613.

[2]) A. Müller: Verhandl. Basel. natur. Gesell. 1859, p. 348. Jourdy: Bul. Geol. 1872. Vol. 29, p. 336. Suess: Alpen, p. 71, Suess: Erde.

Digitized by Google

Thurmann zählt im Jura 160 Faltenzüge, die sich bald vereinen, bald abzweigen, bald auf weite Strecken hinstreichen, bald nach kurzem Verlauf schwinden. Die Mehrzahl der Falten ist in der Richtung gegen Frankreich convex. Sie werden oft von Längsbrüchen durchsetzt und zwar schaut die Verwerfungsstufe in diesem Fall in der Regel gegen Frankreich. Nahe der Schweiz ist die Höhe der Falten bedeutend, der Betrag der Verwerfung dagegen gering (selten über 100 *m*), während in der Richtung gegen das Platoland (gegen W. und N.) die Wellenberge immer niedriger, die Verwerfungen aber immer bedeutender werden (200—300 *m*) Ausser den Längs-Verwerfungen zählt man über 90 Querbrüche und Klausen-Täler, deren beide Gehänge in Folge der Verschiebung oft einander nicht entsprechen. [1])

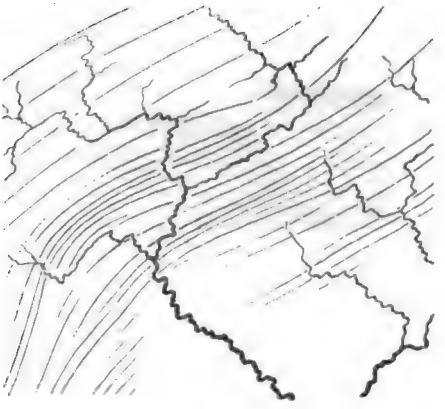


Fig. 322.

Die Tatsache, dass die Falten und Längsbrüche des Jura dem Streichen der Alpen entsprechen und dass die Querbrüche des Jura die unmittelbare Fortsetzung der alpinen Querbrüche sind, hat schon Rozet und Thurmann zum Schlusse veranlasst, dass die Hebung des Jura mit der alpinen Hebung in causalen Zusammenhang stehe. [2])

Schon die jurassischen Sedimente sind in verschiedenen Gebieten des Jura und der W. Alpen so verschieden entwickelt, dass man namhafte Nivo-Änderungen der einander benachbarten Districte annehmen muss; [3]) die untere Kreide

[1]) Thurmann: Essai sur les soulevemens jurass. 1832 und Bul. Geol. 1853 Vol. 11, p. 46 f.

[2]) Rozet: Bul. Geol. 1834. Vol. 6, p. 209. Thurmann cit. Rozet meint, dass ein System von Intrusivmassen zugleich unter beide Gebirge eingedrungen sei; in den Alpen seien die Granite entblösst, im Jura aber derzeit noch von Sedimenten bedeckt.

[3]) S. Erdbeben der Alpen (alte Bruchfelder)

Digitized by Google

fehlt im östlichen Jura bereits, die mittlere und obere Kreide fehlen im ganzen Gebiete des Jura und das Eozän ist durch Süsswasser-Bildungen vertreten. Die Emersion hat also seit der Kreidezeit zugenommen. Die Faltung, welche im Eozän beginnt, hält intensiv während der Molasse an (Vicariren von terrestrer und mariner Facies); wie in den Alpen sind auch im Jura die intensivsten Bewegungen an den Schluss des Miozän gebunden.

Die sich faltende Zone der Faltengebirge bewegt sich selten gleichmässig vorwärts, sondern einzelne Partien sind intensiver ergriffen und erscheinen weiter vorgerückt, während andere zurückgeblieben sind: Die Falten der Insel Wight

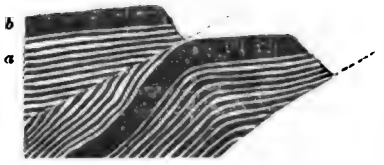


Fig. 323.

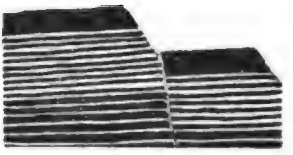


Fig. 324.

sind von einem nach N. streichenden Querbruch durchsetzt: an der O.-Seite dieses Bruches sind die Schichten weiter gegen N. geschoben und steiler aufgerichtet, als an der W.-Seite.[1]) Andere Beispiele von relativer Verschiebung nach Querklüften bietet das Gebiet zwischen dem Züricher und Thuner See.[2]) wo Nagelfluhe und Molasse streckenweise verschieden weit vorgeschoben, bez. verschieden gestaut sind.[3]) S. die geol. Karte der W.-Alpen, Fig. 538 und Fig. 491.

In diesen und anderen Fällen hat offenbar der Vorschub variirt z. T. in Folge der Verschiedenheit der Unterlage und Vorlage, z. T. in Folge der Verschiedenheit des bewegten Materiales. Die vorwärts bewegten

[1]) Forbes: Mem. Geol. Survey 1856. Vol. 3, p. 1333.

[2]) Kaufmann: Denkschrift Schweiz. Nat. Gesell. 1860. p. 129.

[3]) Der verschiedene Betrag der Faltung zu beiden Seiten der Verwerfung beweist, dass wir es in diesem Falle nicht etwa mit einer scheinbaren Erosions-Verschiebung, sondern mit einer echten, flachen Verschiebung zu tun haben.

Digitized by Google

Massen stauen sich faltig vor Hemmnissen; nach den Flächen grösster Spannung entstehen Rupturen (Suess: Alpen, p. 64).

Die besagten Verwerfungen streichen immer in der Richtung des Schubes (Querdislocationen), während die Faltenzüge senkrecht zu dieser Richtung streichen. Dieselbe gesetzmässige Beziehung kehrt bei den Mulden wieder; nur dreht sich in diesem Falle das Streichen der Schichten und

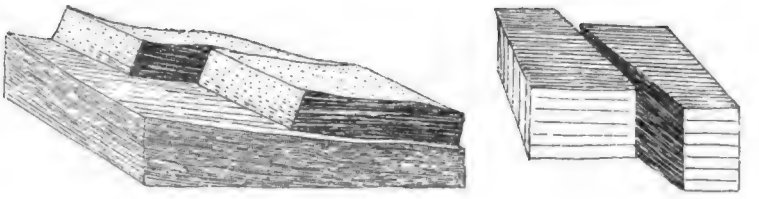


Fig. 325.

die Rupturen, welche normal verlaufen, convergiren dem entsprechend centripetal. [1]) Fig. 329 zeigt Querverwerfungen in einem Faltgebirge. Vgl. W. Davis Americ. Ass. Adv. Sc. 1886, p. 226.

Ursachen der Faltung.

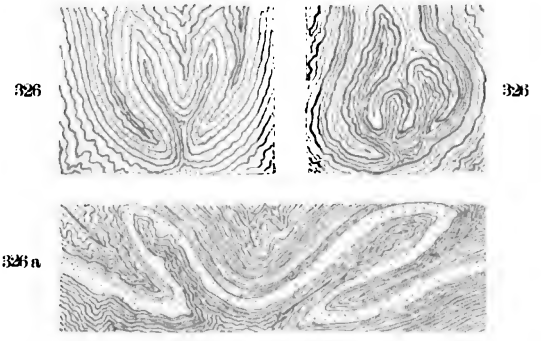
Im vorigen Jahrhunderte und bis in die letzten Decennien unseres Jahrhundertes herrschte die Ansicht, die granitische (intrusive) „Centralaxe" der Gebirge verursache die Faltung der angelagerten Sedimente. Doch zeigte es sich, dass die Faltung meist nur auf einer Seite der Gebirge entwickelt ist; man beobachtete, dass die Faltung oft nahe den Massifs kaum eine Rolle spielt, während sie fern von denselben (in der Vorzone der Alpen) intensiv ist. Man constatirte überdiess, dass die Faltenzüge durchaus nicht mit der Form und Verteilung der Massifs harmoniren, vielmehr durch ihre selbstständige Gestaltung auf die Wirkung einer einheitlichen

[1]) Das Pariser Becken ist von namhaften Querbrüchen durchsetzt und die einzelnen Teile sind verschieden weit gegen das Meer vorgeschoben. Beaumont Explic. Geol. France. Vol. 2. Hebert: Bul. Geol. 1871, p. 446. Suess: Alpen. 1875, p. 96 Torsion der Falten und Interferenz zweier Faltsysteme bespricht Lossen: Jb. geol. Preuss. 1884, p. 57, 92, 104.

Digitized by Google

Gewalt schliessen lassen,[1]) welche die gesammten Massen ergriffen und vorwärts bewegt hat. Endlich lernte man auch Gebirge kennen, denen die Massifs ganz fehlen, auf welche die alte Theorie also nicht Anwendung finden konnte, falls man nicht annehmen wollte, dass die Intrusivmassen in diesem Falle in der Tiefe verborgen seien.

Der Verlauf der Falten, die Verteilung der Überschiebungen und der flachstriemigen Querspalten (Blätter) verweisen darauf, dass die Bewegung nicht von einzelnen schiebenden Massen ausgeht, sondern einen Sediment-Streifen



einheitlich beherrscht und überwältigt in der Weise, wie etwa ein Tuch durch eine seitlich andrängende Kraft zusammengefaltet wird.

Gilbert und Suess sprechen sich auf Grund der beobachteten Tatsachen dahin aus, dass die horizontale Bewegung, welche die Faltengebirge producirt, nur seicht ist im Gegensatz zu jenen tiefgreifenden Dislocationen, welche die Verwerfungsgebirge verursachen.[2])

Im Gegensatze zu den Intrusionisten behaupten die Vertreter der neuen Richtung, die Faltung sei eine Folge der Contraction der Erde. Suess, welcher den Karakter der Faltung und die Stauung gegen die vorgelagerten Horste in der „Entstehung der Alpen“ ausführlich erörtert, spricht sich in

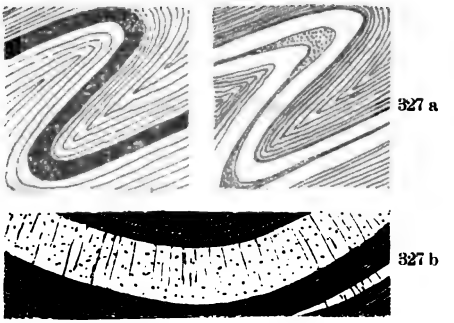
[1]) Studer: Couches p. 15. Studer: Geol. Vol. 1, p. 164.

[2]) Gilbert: Wheelers Rep. 100 Merid. 1875, p. 62. Suess: Erde, 1884, Vol. 1, p. 144, 352.

Digitized by Google

jenem Werke über die Ursache dieser Erscheinung mit Zurückhaltung aus. Dagegen entwickelt er im „Antlitz der Erde" die Anschauung, dass die Spannung, welche durch die Contraction der Erde verursacht werde, sich in eine tangentiale, faltende und in eine vertikale Bewegung (Verwerfung, Senkung) zerlege.

Dass ungleiche Contraction der Erde Rupturen und Dislocationen der einzelnen Schollen oder Pfeiler der Erdkruste verursachen kann, ist nicht zu bezweifeln. Dagegen kann ich die zur Zeit herrschende Hypothese, welche die Contraction als Ursache der Faltung bezeichnet, nicht annehmen: Ich habe im Kapitel Erstarren ausgeführt, dass unter der Annahme eines starren Erdkernes in der äusseren Kruste keine Pressung, sondern Spannung, also auch keine Faltung, sondern nur Ruptur entsteht. —



Die Schwierigkeit wird nicht geringer, wenn man ein flüssiges Erdinnere annimmt, welches sich beim Übergang in den starren Zustand mehr contrahirt, als die sich abkühlende Kruste. In diesem Falle werden allerdings Pressungen innerhalb der Kruste auftreten, diese können aber unmöglich jene Umformungen und Verschiebungen bewirken, welche wir an den Faltengebirgen beobachten. Insbesondere fallen folgende Widersprüche auf:

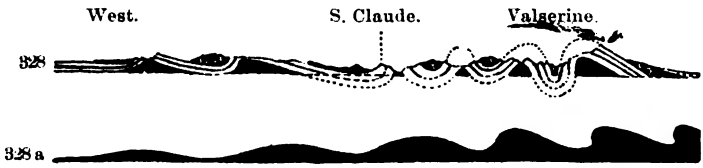
1. In den Alpen geht der Schub von den Centralmassen gegen N., doch werden die Faltungs-Erscheinungen erst in den Vorbergen der Alpen intensiv. Nach der Contractions-Hypothese müsste aber die Faltung in der von Rupturen durchsetzten Centralzone am intensivsten sein und in der Entfernung sich vermindern.

2. Lässt sich das Auftreten von Eruptivspalten hinter der Faltungszone mit der Contractions-Hypothese nicht ver-

Digitized by Google

einen. Würde eine solche, die Faltung bewirkende Compression bestehen, so könnten, an dieselbe anstossend, keine klaffenden Rupturen existiren; diese müssten durch den Druck geschlossen werden; man könnte in der Natur niemals neben der Faltungs- eine Eruptions-Zone treffen.

3. Ist der Betrag der Faltung in relativ kurzer Zeit so enorm, dass man sie unmöglich von der Contraction ableiten kann. Viele intensive, weite Flächen beherrschende Faltungen datiren erst seit dem mittleren Terziär; seit dieser Zeit ist aber die Temperatur-Abnahme der Erde und die entsprechende Contraction gewiss so unbedeutend gewesen, dass sie verschwindet im Vergleich zu dem Faltungs-Effekt, mit welchem



sie in causalem Zusammenhang stehen soll. Auch ist wohl zu bedenken, dass im Gebiete eines Gebirges oft eine Reihe aufeinanderfolgender Formationen eine successive Faltung und discordante Überlagerung aufweisen, was gleichfalls zur Annahme massloser Contractions-Beträge zwingen würde.

4. Erscheinen weite Gebiete der Erdoberfläche seit dem Paläozoischen nicht mehr bewegt, was bei der herrschenden Hypothese zur Annahme zwingen würde, die Contraction beschränke sich auf einige Schollen, während andere, trotzdem sie gewiss auch an der Abkühlung teilnehmen, sich nicht contrahirten.

5. Müsste eine, durch Contraction erzeugte Faltung, da der Seitendruck der Erde die Festigkeit aller Gesteine weitaus überwiegt, eine monotone, harmonische Runzelung erzeugen, etwa gleich jener eines geschrumpften Apfels. Es könnten aber nicht Gebirgszüge von so unabhängigem Streichen entstehen, wie wir in der Wirklichkeit beobachten.

Aus diesen Gründen lehne ich die Contractions- (Compressions-)Hypothese ab und suche im Folgenden andere Ursachen der Faltung zu eruiren:

Digitized by Google

1. Wenn eine Schichte Stoffe aufnimmt, schwillt dieselbe an und es resultirt eine Faltung derselben. Lässt man Leinöl-Firniss an der Luft oxydiren, so wird er zäh, er runzelt und faltet sich intensiv; die Faltung geht mitunter bis zur Überschiebung. [1]) Übergiesst man kohlensaures Kupfer-Oxydul mit Schwefelsäure, so fältelt sich die Masse gleichfalls.

So faltet sich auch ein System von Anhydrit-Schichten, wenn dasselbe Wasser aufnimmt; die resultirende Gypsmasse weist eine intensive Faltung und Fältelung auf.

Die Bedeutung der Stoffaufnahme für die Faltung wurde von Volger betont, doch schreibt der Autor dieser Ursache gewiss eine zu grosse Bedeutung zu; es erklärt sich auf diese Weise manche Fältelung eingeschalteter Schichten, doch reicht

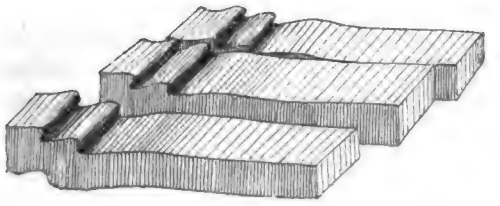


Fig. 329.

dieser Vorgang offenbar nicht hin, die Entstehung der Faltengebirge zu erklären.

2. Die verwickelten Stauungs- und Faltungs-Erscheinungen, welche durch Intrusivmassen bedingt werden, sind meines Erachtens im Allgemeinen auch nur von localer Bedeutung.

3. Während diese Ursachen nur beschränkte Wirkungen erzielen, betrachte ich als die Hauptursache der Gebirgsfaltung das Gleiten.

Im Kapitel Massenbewegung habe ich Beispiele von gleitender Bewegung und Faltung in losen Massen gegeben. In diesem beschränkten Masse gestehen auch Laumont, Beche, Naumann, Dutton, Suess u. a. der gleitenden Verschiebung eine Bedeutung zu. [2])

[1]) Die Fältelung wird in diesem Falle nur z. T. durch die Volumzunahme, z. T. durch unbekannte Ursachen bedingt.

[2]) Beche: Geol. übers. p. 547, desgleichen Rogers, Naumann:

Digitized by Google

Suess hebt insbesondere hervor, dass in einzelnen Fällen eine tangentielle Bewegung aufgelöst werden könne durch Senkung des Vorlandes.

Von allen Autoren wird das durch die Gravitation bedingte Gleiten nur als Ursache untergeordneter Faltungs-Prozesse betrachtet, während ich im Folgenden die generelle Bedeutung dieser Ursache nachzuweisen suche.

Ich unterscheide die folgenden Fälle: *a)* eine locale Hebung bez. Senkung hat zur Folge einen Schub und eine Faltung in der Richtung gegen die Niederung; *b)* ein sedimentärer Complex wird unter Wasser auf einer geneigten Basis abgelagert. Die Massen können unter diesen Verhältnissen selbst bei ziemlich geneigter Lagerung im Gleichgewichte bleiben, weil der Druck der einzelnen Partikel auf die Unterlage in Folge der Submersion gering ist. Erfolgt später eine Emersion (Hebung des Landes bez. Rückzug des Meeres), so wächst der Druck der Massen auf die Unterlage entsprechend und es tritt eine Störung des Gleichgewichtes ein, welche je nach den Lagerungs-Verhältnissen und je nach der Plasticität der Massen rupturelle und plastische Transformation, aber auch Abgleiten der Massen über die schiefe Ebene, zur Folge haben kann. Im letzteren Falle tritt, sobald die gleitenden Massen auf einen Widerstand stossen, oder wenn die schiefe Fläche allmählig in eine Ebene verläuft, eine Faltung des abgleitenden Complexes ein; *c)* dieselbe Betrachtung gilt für jeden Wechsel des Grundwasser-Standes in losen Gebilden. Auch in diesem Falle wird in Folge der Tieferlegung des Wasserspiegels das Gleichgewicht gestört und es treten Umformung und Massenbewegung (Faltung etc.) auf.

Während der Fall *c)* eine beschränkte Bedeutung hat und

Geol. 1850, I, p. 992. Dutton: A. J. 1876, Vol. 12, p. 142. Petrino: Entstehung der Gebirge 1879, p. 46, meint, dass geschichtete Gesteine mit Zwischenmitteln, welche das Gleiten erleichtern, insbesondere unter dem Meer tangentiale Bewegungen ausführen können. Er, sowie Pilar (Abysso. 1881) denken übrigens nicht an ein einfaches, durch die Gravitation bedingtes Gleitfänomen, sondern behaupten einen durch die Fliehkraft erzeugten Tangentialschub (s. unten). Suess: Alpen cit. Suess Erde, I, p. 777.

Digitized by Google

der Fall *a)* im Allgemeinen nur locale Wirkung haben kann, scheint mir der Fall *b)* von eminenter Bedeutung für die Gebirgsfaltung. Der Widerspruch, welcher auftaucht, sobald man die beobachteten Erscheinungen auf Grund der Contractions-Hypothese zu erklären sucht, fällt weg, wenn man die vorliegende Erklärungsweise anwendet: Die Zunahme der Faltung, entfernt von der Centralzone, ist erklärlich: Ein, über eine geneigte Fläche gegen die Ebene hin abgleitender Schichtcomplex wird notwendig im Gebiete der frei abgleitenden und schiebenden Zone wenig gefaltet sein, während die tieferen, gegen die Ebene zu gelegenen Massen durch den Druck der Randmassen faltig zusammengeschoben werden. Überschiebung kann in diesem Falle eintreten 1. wenn sich der Vorwärtsbewegung ein Hinderniss (etwa ein Horst) entgegenstellt; 2. kann die Überkippung aber auch einfach in Folge des Hindernisses eintreten, welches die in der Ebene ruhenden Schichten dem abgleitenden Complex entgegensetzen.

Diese Betrachtung führt zu dem Ergebnisse, dass die Sedimente, welche wir jetzt in der nördlichen Kalk-Alpenzone treffen, ursprünglich viel weiter südlich geruht haben müssen, dass sie nicht nur (wie gemeiniglich angenommen wird) im Gebiete der Centralalpen bis auf wenige Reste erodirt sind, sondern dass sie von dort abgeglitten sind. Sämmtliche Längs-Ketten und Längsflüsse der N.-Alpen, die bairisch-tirolische Grenze und andere beliebige Längslinien haben im Laufe der Zeit eine namhafte Bewegung gegen N. ausgeführt, und zwar ist diese N.-Bewegung meines Erachtens nicht durch Compression der Erdkruste, sondern einfach durch Abgleiten der Massen über eine schiefe Ebene bedingt.

Tatsächlich treffen wir die gleichaltrigen Gebilde in der Randzone, von welcher aus der Schub geht, im höchsten Horizont, während dieselben, je weiter gegen die Periferie, in um so tieferem Horizonte auftreten, um endlich in langen Wellen unter der Ebene zu verschwinden. Der Neigungswinkel lässt sich nicht bestimmen, da die Neigung strichweise wechselt und überdiess Verwerfungen die einzelnen Streifen in verschiedene Horizonte geschoben haben.

In den Profilen erscheint der Winkel sehr klein, so ge-

Digitized by Google

ring, dass sich die Frage erhebt, ob die betreffenden Massen auf so flacher Bahn überhaupt eine gleitende Bewegung ausführen können. Der Mechaniker wird geneigt sein, die Beweglichkeit unter solchen Umständen schlechtweg zu bestreiten, indem er betont, dass ja die Reibung mit dem Drucke wächst. Eine Steinplatte, welche von einer Unterlage mit 10 % Neigung eben abgleitet, wird, sobald wir sie beschweren, fest aufruhen; eine Locomotive, welche über eine Bahn von 2 % nicht mehr aufsteigen kann, weil die Räder keine genügende Häsion gegen die Unterlage besitzen, wird Erfolg haben, sobald man ihr einige Tonnen auflegt, indem dadurch die Reibung entsprechend vermehrt wird u. s. f.

Diese Überlegung scheint auf den ersten Blick so schlagend, dass man geneigt wird, die Gleit-Hypothese zu verwerfen und diess dürfte wohl auch der Grund sein, warum die Geologen, obwohl sie mit Gleit- und Faltungs-Fänomenen im Kleinen vertraut sind, es vermeiden, die grossen Faltungs-Fänomene unserer Gebirge auf diese Ursache zurückzuführen.

Ich glaube jedoch, dass die vorgebrachte, scheinbar so gewichtige mechanische Begründung falsch ist, indem die natürlichen Verhältnisse wesentlich abweichen von den im Experiment gesetzten Bedingungen. In der Natur liegen eben nicht starre Schichten übereinander, sondern überall treffen wir plastische Zwischenlagen und plastische Unterlagen. Ein solches System verhält sich aber unter hohem Druck wesentlich verschieden von einem System starrer Platten. Die Plasticität nimmt mit dem Drucke zu und es tritt bei einseitiger Beanspruchung eine plastische Umformung leichter ein, als unter geringem Druck. Während starre Massen unter hohem Druck nur um so fester aufeinander aufruhen, werden plastische Massen unter denselben Verhältnissen sich viel intensiver umformen, als unter geringem Druck.

Legt man eine Steinplatte auf eine geneigte, mit einer plastischen Substanz überdeckte Unterlage, so wird sie bei einem gewissen Neigungswinkel nicht abgleiten, falls sie dünn und leicht ist; sie gleitet aber sogleich ab, wenn wir das Gewicht der Platte vermehren. In gleicher Weise wird auch ein starres System von Kalkschichten, welches auf einer Basis

Digitized by Google

von Fyllit, Mergel, Lehm etc. aufruht, bei einer gewissen Neigung der Unterlage stabil sein, wenn das Schichtsystem dünn und leicht ist, während es in gleitende Bewegung gerät, wenn das System mächtig ist und einen bedeutenden Druck auf die plastische Basis ausübt. Unter diesen Bedingungen kann selbst bei sehr geringer Neigung der Unterlage ein Gleiten eintreten. Wie grosse Eismassen und halb erstarrte, zähe Lavamassen selbst bei minimaler Neigung des Bodens einer langsamen Umformung unterliegen, so dass scheinbar ganz ebene Eis- und Lavaplatos noch eine träge, strömende Bewegung aufweisen, so können auch mächtige

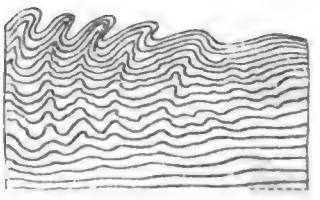


Fig. 330.

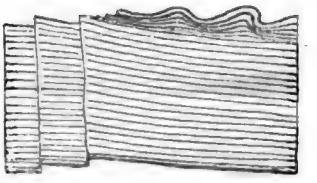


Fig. 331.

Schichtsysteme unter günstigen Verhältnissen bei sehr geringer Neigung der Basis eine langsame plastische Umformung und plastisches faltendes Abgleiten erleiden.

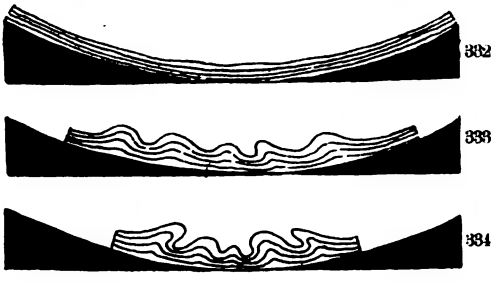
Diess Gleiten bewirkt einen Druck, welcher in den gegen die Ebene vorgeschobenen Partien am intensivsten wirkt, weil eben hier der ganze Schub des abgleitenden Systemes sich häuft. Meine Vorstellung wird durch Fig. 331 dargestellt, während die Contractions-Hypothese offenbar eine Faltung der ganzen Kruste voraussetzt, wie Fig. 330 veranschaulicht.

Die Verhältnisse verwickeln sich in der Natur, indem die Basis nicht eine monotone schiefe Ebene, sondern eine gewellte, oft gebrochene Fläche darstellt. In Folge dessen tritt zonenweise eine stärkere Stauung ein, während andere Partien ungestört bleiben; Hindernisse des Untergrundes, vorgelagerte Schollen etc. bewirken intensive Stauungen, Überschiebungen u. s. f. Das ganze System verhält sich wie eine plastische Masse, in welcher sich jedoch die mechanische Einwirkung zonenweise verschieden repartirt.

Digitized by Google

Die Bedingung, unter welcher das Abgleiten eines mächtigen Schichten-Systemes besonders intensiv eintritt, ist nach meiner Ansicht die Emersion. Ein Schicht-System, welches unter Wasser auf flach geneigtem Grunde abgelagert wurde, wird, so lange die Wasserbedeckung anhält, stabil bleiben; sobald es aber trocken gelegt wird, bewirkt der vermehrte Druck der auftauchenden Gesteinsmassen eine Störung des Gleichgewichtes und es beginnt die gleitende Faltung, welche dann, von der Erosion begleitet, anhält, bis das Gebiet ein flaches Relief erlangt hat.

Experimentell lässt sich dieser Vorgang nachahmen, wenn man unter Wasserbedeckung leicht bewegliche Massen schichtweise auf eine schiefe Ebene so aufträgt, dass sie sich eben halten, ohne zu verrutschen. Wird in der Folge das Wasser beseitigt, so beginnt eine gleitende, faltende und wälzende Bewegung, die Massen nehmen ein flacheres Relief an und rücken vor, bis sie sich in der Ebene oder an einem entgegenstehenden Hinderniss stauen. Denselben Vorgang beobachtet man, wenn ein Teich abgelassen wird; wo der Schlamm eine gewisse Neigung hat, tritt gleitende und wälzende Bewegung ein und das Relief ebnet sich allmählig aus, indem die hochgelegenen Partien der Niederung zuwandern.



In gleicher Weise werden auch die auf geneigter plastischer Unterlage abgelagerten Sedimente nach erfolgter Emersion in lang anhaltende, ausgleichende Massenbewegung geraten, welche vorwiegend in einem von zahlreichen Rupturen begleiteten Faltungs-Prozess sich offenbart.

Der Einfachheit wegen wurde nur das Abgleiten über eine schiefe Ebene betrachtet; bei complizirter Form der Gleitfläche verwickeln sich natürlich die Gleit-Fänomene entsprechend. So werden z. B. die in einer Mulde abgelagerten

Digitized by Google

Sedimente bei Verminderung des Wasserstandes das Bestreben haben, gegen die Sohle der Mulde faltig zusammenzugleiten, wie die Experiment-Profile Fig. 332—334 veranschaulichen. Die Muldenfaltung ist nur ein specieller Fall der Gebirgsfaltung.

Bedeutung der Rotation für die Gebirgsbildung.

Die Eruptionen und die Contraction der Erde schaffen Nivo-Differenzen; die Gravitation aber ist nach meiner Ansicht die hervorragendste Ursache der Faltung. Es begreift sich, dass alles, was die Gravitation beeinflusst, auch den Vorgang der Faltung beeinflussen muss.

Die bez. Bedeutung der Rotation ist schon von mehreren älteren Autoren hervorgehoben worden und wiederholt wird die Behauptung aufgestellt, es müssten in Folge der Centrifugal-Kraft parallel dem Äquator Gebirgszüge sich zusammenrunzeln (s. astronom. Geol.). Weiss, Petrino und Pilar [1]) haben das Thema neuerdings aufgegriffen und hervorgehoben, dass die Fliehkraft auch bei gleichbleibender Rotation einen Einfluss übt, während die älteren Autoren immer nur die Bedeutung einer Änderung der Rotation im Auge hatten.

Die Fliehkraft wächst in der Richtung von den Polen zum Äquator. Die Körper erscheinen demgemäss unter dem Äquator leichter, die plastische und rupturelle Umformung tritt unter dem Äquator erst bei höherer Belastung ein, d. h. die Gebirge können unter übrigens gleichen Verhältnissen in den äquatorialen Gebieten höher aufragen. Von einer centrifugalen Bewegung kann unter den bestehenden Verhältnissen nicht die Rede sein, wohl aber tritt bei Massen, welche über die Erdoberfläche hervorragen, die horizontale Componente der Fliehkraft in Wirksamkeit. Der in der Richtung gegen den Äquator wirkende Druck ist am namhaftesten im Gebiete des 45. Breitegrades und nimmt gegen den Äquator, sowie gegen den Pol ab. Wäre die Erdkruste den herrschenden Gravitations-Verhältnissen vollständig angepasst, so könnte

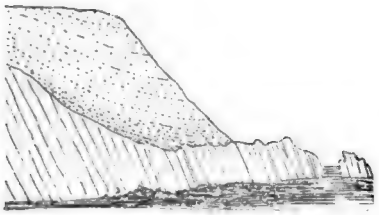
[1]) Petrino: Entstehung der Gebirge, 1879, p. 55. Pilar: Abyssodynamik, 1881, p. 214. Wettstein: Strömungen im Festen, 1880.

Digitized by Google

die Fliehkraft keinen Effect haben, ihre Wirksamkeit wird aber ausgelöst, sobald durch Aufschüttung oder Erosion, durch Hebung oder Senkung Nivo-Differenzen erzeugt werden. Die Fliehkraft wirkt am stärksten, wenn das betreffende Gebirge unter dem 45. Breitegrad liegt, in O. streicht und wenn die Gleitfläche gegen den Äquator geneigt ist. Ist die Gleitfläche gegen den Pol geneigt, so wird das Abgleiten der Massen durch die Fliehkraft erschwert.

Das durch die Gravitation bedingte Abgleiten wird also durch die Fliehkraft je nach Umständen begünstigt oder beeinträchtigt.

335



336

Unrichtig ist es, zu behaupten, die Fliehkraft sei Ursache der Gebirgsbildung. In der Tat folgt die Faltung in den verschiedenen Gebirgen allen möglichen Richtungen, Verschiebungen in polarer Richtung sind gemein, ja in ein und demselben Gebirge kommen Faltungen in der Richtung gegen den Äquator und anderseits solche in der Richtung gegen den Pol vor.[1]) All' diese Tatsachen zeigen zur Genüge, dass die Faltung durch die Fliehkraft nicht verursacht, sondern nur in einigen Fällen modificirt wird.

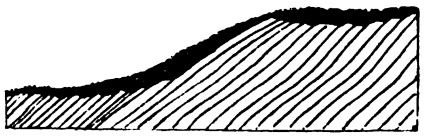
Discordanz; verschiedene Ursachen und Arten derselben.

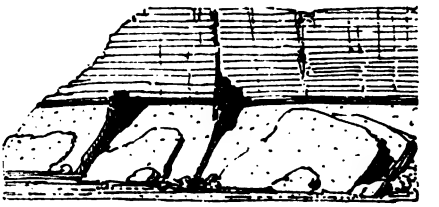
Wird ein sedimentärer Complex trocken gelegt, so erfolgt Faltung und Erosion. Folgt dann wieder eine Epoche der Submersion, so lagern sich die jüngeren Sedimente discordant über dem gefalteten und erodirten älteren Schicht-

[1]) In den Alpen herrscht im Allgemeinen ein Massenschub gegen den Pol; in den Gebieten Valsugana, Sette Comuni hingegen ist der Schub gegen S. gerichtet; auch im Glarner Gebiet spielt die Überschiebung gegen S. eine (untergeordnete) Rolle. Heim: cit. Rothpletz: Z. g. G. 1888, p. 181.

Digitized by Google

system ab (s. Fig. 335—338). Diesen extremen Fall hat man gewöhnlich im Auge, wenn man von der Discordanz schlechtweg spricht und es wird demgemäss angenommen, dass beide Sedimentirungs-Epochen durch einen langen Zeitraum der Trockenlegung und Erosion getrennt seien. In der Tat ist diess aber nur einer von vielen möglichen Fällen. Die Bildungs-Zeiten beider Sediment-Complexe können in der Natur so nahe aneinander rücken, dass die jüngeren Sedimente wirklich Zeitgenossen oder richtiger unmittelbare Nachfolger der überlagerten Sedimente sind.


337


338

Die Erosion durch Wasser und Luft bedingt gleichfalls eine discordante Überlagerung der erodirten Gebilde durch jüngere, terrestre Sedimente (Discordanz in Dünen, im Löss, in subaerilen Tuffen etc. s. Fig. 208—211). Das Vorschieben und das gleichzeitig sich abspielende Erodiren der Sedimente am Boden der Flüsse und am Meergestade bedingt gleichfalls discordante Überlagerung.

Es können ferner schon bei voller Wasserbedeckung in Folge namhafter Anhäufung (Korallenriffe, Vulkane, Massenergüsse) Störungen des Gleichgewichtes eintreten; die aufgelagerten Massen können die plastische Unterlage einpressen und ausquetschen, eventuell auch faltende Gleitbewegungen verursachen. Dasselbe kann bei partieller Emersion eintreten. In beiden Fällen werden bei continuirlicher Wasserbedeckung und bei anhaltender Sedimentirung die jüngeren Sedimente über den älteren, dislocirten und gefalteten Sedimenten discordant abgelagert.

Solche Discordanzen können local auftreten oder weite Gebiete beherrschen (regionale Discordanz).

Während man im mittleren Norwegen die paläozoischen Schiefer discordant über hoch metamorfen Sedimenten gela-

Digitized by Google

gert findet, herrscht im Norden concordante Auflagerung, bez. Wechsellagerung.[1]) Derartige Verhältnisse setzen voraus, dass die liegenden Schichten eben regional dislocirt wurden, während sie in anderen Gebieten ungestört blieben, bis zur Zeit der Ablagerung der jüngeren Sedimente.

Tritt in Folge kosmischer Einflüsse die Discordanz in einer bestimmten Epoche in sehr ausgedehnten Gebieten auf, so bezeichnet man diese ausgedehnte regionale Discordanz als Transgression.

In all' diesen Fällen werden die jüngeren Gebilde nach Verlauf einer gewissen Zeit mit abweichender Neigung über den älteren Sedimenten abgelagert, während die secundäre Discordanz sich dadurch auszeichnet, dass die ursprüngliche Concordanz durch nachträgliche Massenbewegung (Faltung, Dislocation, Intrusion) gestört wird.

Secundäre Discordanz.

Dicke und starre Schichten werfen mächtige, flache Falten, während dünnschichtiges und plastisches Material zur steilen Fältelung neigt. Werden Materialien von ein und der anderen Art zugleich von der gebirgsbildenden Bewegung ergriffen, so tritt in Folge der verschiedenartigen Umformung der plastischen und starren Materialien häufig eine Discordanz ein, indem die gefältelten Massen an den starren Gebilden abstossen.[2])

Die örtliche Durchknetung von Schiefer-Complexen,[3]) die locale Discordanz der übereinanderfolgenden Sedimente (Schiefer, Grauwacke) im Harz[4]) und die Discordanzen in

[1]) Naumann: Geol. 1854. Vol. 2, p. 173.

[2]) Naumann: Geogn. 1854. Vol. 2, p. 198; über secundäre Discordanz daselbst II., p. 159.

[3]) Schollen von Hornblende-Schiefer im Gneiss, Durchknetung verschiedener metamorfer Sedimente s. Böthlingk: Jb. Min. 1840, p. 614. Naumann: Norwegen I., 123. In manchen Fällen ist diese secundäre Discordanz bedingt durch benachbarte Intrusivmassen (s. Contact-Discordanz).

[4]) Durch die Faltung wurden die einzelnen Glieder verschieden transformirt und diese ungleiche Massenbewegung hat bis zur Discordanz geführt. Lossen: Z. g. G. 1870 und Jb. Geol. Preuss. f. 1881, p. 6.

Digitized by Google

der Überschiebungs-Zone des Berner Oberlandes dürften z. T. secundär sein. Wie weit in letzterem Falle eine ursprüngliche Concordanz überhaupt bestand, ist zweifelhaft, indem man concordante Auflagerung, bez. Wechsellagerung von metamorfem Schiefer und jüngerem Kalk nur auf kurze Strecken beobachtet, während sonst durchwegs Discordanz eintritt. Die einen sind auf Grund dieser Beobachtungen geneigt, eine ursprüngliche Concordanz anzunehmen, während andere diese schlechtweg in Abrede stellen. Möglicherweise herrschte wohl schon zur Zeit der Ablagerung der jüngeren Sedimente ein strichweiser Wechsel von Concordanz und Discordanz, jenachdem der betreffende Untergrund zur Zeit der Ablagerung der jüngeren Sedimente durch mechanische Einflüsse betroffen und gefaltet wurde oder nicht. Mag nun ein oder das andere zutreffen, sicher ist die Discordanz in diesem Falle durch intensive mechanische Einwirkungen nachträglich wesentlich erhöht worden. Die Verhältnisse werden durch eine ausgezeichnete Clivage, welche den Gneiss, mitunter auch den überlagernden Sandstein (ausnahmsweise selbst den noch jüngeren Kalk) beherrscht, complicirt.

Nur ausnahmsweise trifft man im Berner Oberland die jüngeren Sedimente in concordanter Beziehung zum Gneiss; meist stosst der letztere steil an den auflagernden Sedimenten ab. Einzelne Partien von Kalk greifen als Keile und Blätter in die Gneiss-Schichten ein, an anderen Stellen erscheinen die Kalk- und Gneiss-Partien isolirt und zerrissen, in Schollen aufgelöst und zwar lässt sich im einzelnen Fall mit Bestimmtheit behaupten, dass diese Isolirung durch mechanische Einwirkung bedingt sei. Die einzelnen Massen wurden durch den Faltungs-Prozess ineinander gedrängt, einzelne Partien wurden eingeklemmt und mit und im fremden Gesteinskörper transformirt.

Die Gesteine hatten in vielen Fällen offenbar nicht die Zeit, sich plastisch umzuformen und so trat jene Association von plastischer und ruptureller Umformung ein. Strichweise herrscht die Faltung vor, während in anderen Partien Zerreissung, Zertrümmerung und Auflösung in scharfbegrenzte Schollen platzgreift. Ich verweise diessbezüglich auf die treff-

Digitized by Google

lichen Ausführungen und Abbildungen, welche wir Balzer und Heim verdanken.[1])

Dass durch nachträgliche Massenbewegungen concordante Massen in Discordanz versetzt und ursprünglich bestehende Discordanzen vermehrt werden, zeigen auch die „Klippen" der Karpaten: ältere Sedimente, welche von jüngeren Gebilden überlagert wurden, sind hier gestaut worden, die Antiklinalen sind geborsten und die Schichtköpfe und Schollen des geborstenen Gewölbes sind durch die jungen, überlagernden Sedimente durchgepresst worden.[2]) Derartige Schollen und Klippen sind auch in der westlichen Schweiz nachgewiesen.[3])

Das Fänomen der secundären Discordanz beobachtet man ferner an Eruptivmassen, welche von plastischen Sedimenten umlagert sind. Wird ein solches System nachträglich einer intensiven Massenbewegung unterworfen, so stosst das plastische Schichtsystem local an den starren Eruptivmassen ab, während an anderen Stellen die concordante Anlagerung erhalten bleibt. So liegt der Schiefer über den Granitmassifs des Erzgebirges bald concordant, bald discordant etc.[4])

Arten der Discordanz.

1. Derartige secundäre Discordanzen zwischen Eruptivmassifs und benachbarten Sedimenten können gleich den vorhin besprochenen Erscheinungen durch eine spätere Faltung oder andere Dislocation des Complexes bedingt sein, wodurch die Sedimente an den passiven Eruptivmassen

[1]) Escher, Studer: cit. A. Müller: Vhandl. nat Gesell. Basel, 1867. Heim: Vhandl. Schweiz. nat. Gesell. 1872. Heim: Gebirgsbildung. 1878. Vol. 2, p. 96, 179. Balzer: Beitr. Geol. Schweiz. Vol. 20, p. 178 f. (Berner Oberland).

[2]) Neumayr: Jb. geol. Reichs. 1871, p. 529.

[3]) Mösch, Rothpletz: Z. g. G. 1883, p. 185.

[4]) Raumer: Geogn. Fragm., p. 7. Hoffmann, Naumann: Erläuterung Geol. Sachsen. 1838. Vol. 2, p. 135, Vol. 5, p. 133. Dalmer: Erläuter. geol. Karte Sachsen. 1883, Blatt 136.

Digitized by Google

angestaut werden; es kann auch ein secundäres Abgleiten der Sedimente Ursache sein. Ferner kommt es vor,

2. dass die Sedimente sich passiv, die Eruptivmassen aber activ verhielten. Diese Art der secundären Discordanz, welche in Folge intrusiver Nachschübe (in den Massifs) eintritt, bespreche ich im Kap. Contact („Contact-Discordanz").

3. Von diesen in der Wirkung einander ähnlichen Arten der secundären Discordanz unterscheidet sich die secundäre Discordanz der Struktur-Elemente in Eruptivmassen (s. das Kap. „Struktur-Elemente"), welche unter Umständen den Trugschluss veranlassen kann, als sei das an die Eruptivmasse (mit secundärer Steilstellung der Einschlüsse etc.) anstossende Sediment erst abgelagert worden, nachdem die betreffende Eruptivmasse erodirt war.

Es lassen sich demnach die folgenden Discordanz-Typen unterscheiden:

1. Echte Discordanz, bez. Transgression, und zwar
   a) Discordanz in situ,
   b) gemeine Discordanz in Folge von Erosion (Erosions-Discordanz),
   c) weite Gebiete beherrschende Discordanz, welche in Folge von Abrasion entsteht (Abrasions-Discordanz oder Transgression).
2. secundäre oder tektonische Discordanz und zwar
   a) secundäre Discordanz in Folge von Faltung (Faltungs-Discordanz),
   b) secundäre Discordanz der hangenden Sedimente in Folge von Intrusion (Contact-Discordanz oder Intrusiv-Discordanz).
3. Struktur-Discordanz, d. i. secundäre Discordanz der Struktur-Elemente.

Die secundäre Discordanz ist local beschränkt, die Discordanz in situ, sowie die gemeine Discordanz beherrschen schon weitere Räume. Beide werden durch locale oder regionale Massenbewegungen (Faltung, Dislocation, Intrusion) erzeugt, während die Transgression Einwirkungen höherer Ordnung voraussetzt (s. astronomische Geologie).

Digitized by Google

Umformung der eingelagerten und durchsetzenden Gebirgsglieder.

Eingelagerte Linsen, Bänke, Lavaströme (Decken, bez. Lager) nehmen an der Faltung Anteil und werden meist rupturell umgeformt; grössere Massifs verhalten sich passiv, die Faltung stosst an ihnen meist discordant ab. Die durchgreifenden Glieder (Erzgänge, Eruptivgänge) dagegen, welche im Wesentlichen den Normalen des betreffenden Schichtsystems entsprechen (s. Fig. 302), werden wie diese transformirt. Fig. 339 zeigt einen solchen Fall, in welchem der ursprünglich senkrecht gestellte Eruptivgang, welcher mit der bezügl. Decke zusammenhängt, in der dargestellten

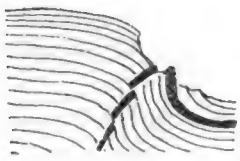


Fig. 339.

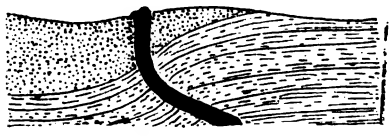


Fig. 339a.

Weise transformirt wird. Man sieht in den steil gestellten Sedimenten eine flach und eine steil gelagerte Eruptiv-Platte. Ohne nähere Betrachtung würde man die erstere als Lagergang, die letztere als Gang bezeichnen und dieser Fehler ist gewiss wiederholt begangen worden. In der Tat liegen aber die Verhältnisse, wie man sieht, umgekehrt: Die steile Eruptivmasse ist ein Lager, die flach gelagerte hingegen ein Gang.[1])

Fig. 339a zeigt einen anderen Fall dieser Art.[2])

Haben Verschiebungen innerhalb der einzelnen Schichten stattgefunden, so erscheinen die einzelnen Stücke des stufig gebrochenen Ganges von der Mulde gegen den Sattel hin verschoben (vgl. Fig. 312). Die Schichtfläche erscheint in diesem Falle als Verwerfer. Es ist beachtenswert, dass die Verwerfung im vorliegenden Falle nicht, wie die alte

[1]) Reyer: Jb. geol. Reichs. 1880, p. 104.

[2]) Gebogener Gang, den Sandstein und Schieferton durchsetzend. Schütze: Geol. schlesisch. Kohlen. Atlas, Blatt 3.

Digitized by Google

Regel angiebt, gegen das Liegende, sondern gegen das Hangende hin sich vollzogen hat.

Ereignete sich die Faltung sogleich nach erfolgter Injection des Eruptivgesteines, so wird der Eruptivgang plastisch deformirt. Ein schönes Beispiel eines solchen, plastisch deformirten Ganges bringt Reusch, Fig. 340. Es ist unwahrscheinlich, dass hier wirklich eine secundäre, plastische Deformation des (punktirten) Granites vorliegt, welche nach erfolgter Erstarrung des Granites sich vollzogen hat; vielmehr denke ich an Deformation des Granites im weichen Zustande.

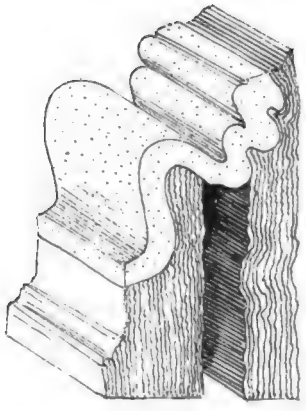


Fig 340.

Der Bergmann beobachtet an Erzgängen oft analoge Erscheinungen: Die Gänge krümmen sich constant, sie stellen bauchige, windschief verbogene Flächen dar und weisen trotzdem Rutschflächen auf, welche mit gleichbleibender Richtung über die verschiedenen Convexitäten und Concavitäten hinlaufen.[1])

Man kann sich in solchen Fällen keinen mechanischen Vorgang denken, welcher derartige Verwerfungen geschaffen hätte; vielmehr glaube ich, dass die betreffende Dislocation ursprünglich ebenflächig verlief und erst in Folge der Gebirgsfaltung deformirt wurde. Wird diess zugegeben, so gewinnt man einen wichtigen Anhalt zur absoluten Altersbestimmung der Gänge: Der deformirte Gang ist älter als die betreffende Faltung des Gebirges.

Faltung und Relief. — Durch Erosion und Abrasion werden annähernd Horizontal-Schnitte durch das gefaltete Gebirge gelegt und die Falten verlaufen demgemäss in der geologischen Karte mit welligen oder zackigen Enden, jenachdem das betreffende Gebirge flach oder steilfaltig war. Fig. 341, 342 zeigen die kartografische Projection verschieden

[1]) Beispiele: Thomas: Mining. Cornwall. 1819, p. 20. Rossiter: Mines of the West 1869, p. 218. Reyer: Gold in Californien. Preuss Z. Berg. Hütt. 1884, p. 6. (Banderita Mine.)

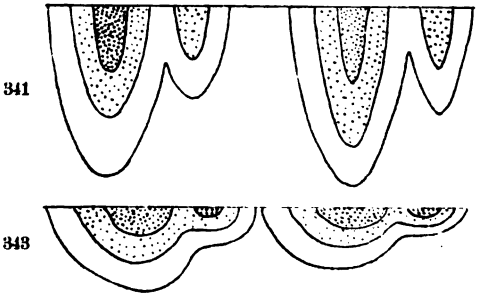
Digitized by Google

steiler Falten-Enden; Fig. 343, 344 stellen die entsprechenden Profile dar, deren Beziehung zum Horizontalschnitt gesetzmässig ist.

Die Erosion folgt in jungen Faltengebirgen zumeist dem Streichen der Falten (Jura) und zwar folgen die Täler bald den Synklinalen, bald den Aufbrüchen und Verwerfungen in den Antiklinalen. (Synklinal-Täler und Antiklinal-Täler Fig. 345. Die Bergzüge entsprechen demgemäss bald den Synklinalen, bald den Antiklinalen.)

Fig. 346—351 zeigen, wie wechselvoll das durch die Faltung bedingte Relief sein kann.

Die Täler halten sich jedoch nur in jung gefalteten Gebirgen an die Falten; je älter das Gebirge, desto unabhängiger wird das Relief von der Faltung (s. Sierra Nevada).



Wie die Flussläufe, so hängt auch die Seebildung häufig mit dem Faltungs-Prozess zusammen: Wasseransammlungen werden überhaupt bedingt 1. durch Stauung und 2. durch Depression. Unter die erste Kategorie fallen

a) die Stauung durch aufgelagerte Massen (Schuttkegel und Bergstürze, Eruptivmassen, Gletscher und Moränen.[1])

b) Stauung in Folge von Hebung des Bodens (Verwerfung bez. Faltung).

In die zweite Kategorie fallen die Verwerfungs- und Einsturz-Seen, sowie die Faltungs-Seen. Viele Längs-Seen, insbesondere jene flachen Wasseransammlungen, welche den Falten-Gebirgen vorgelagert sind, gehören in die letztgenannte Kategorie (s. Geol. des Wassers).

---

[1]) Rütimeyer: Tal und See, p. 79, 97, 103; bis 40 *km* lange Faltentäler des Jura. Thurmann: Soul. Jura, 1832. Rozet: Bul. Geol. Vol. 6. p. 192.

Digitized by Google

Intrusive Überschiebung. Adamello; Massif-Mulden und Circus-Täler; Flanken-Ergüsse; Struktur-Elemente.

Es wurde erwähnt, dass Überschiebungen durch intrusive Nachschübe (in Massifs) bedingt sein können. Ich bespreche im Folgenden einige Gebiete, welche derartige Verhältnisse aufweisen; zunächst das Adamello-Massif.

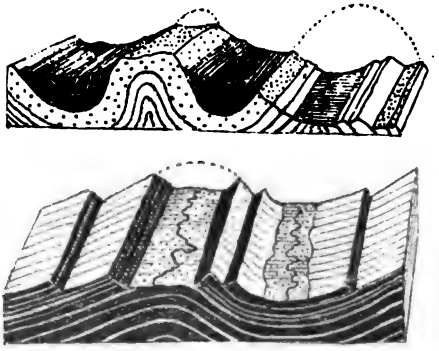


Fig. 345.

Valbona und Etschtal streichen in NNO. (Fig. 352). Der Gebirgsstreifen, welcher zwischen beiden Tälern liegt (Judicarien) und aus flach gelagerter Trias besteht, ist längs des Bruches, welchem das Valbona folgt (Judicarien-Bruch) um etwa 2000 *m* abgesunken. Im Westen steht im hohen Horizont der paläozoisch-triadische Adamello an, ein mächtiges Granit-Massif, welches im N. von Schiefer, im S. aber von Grödener Sandstein, Werfner S. und

Fig. 346. Fig. 347. Fig. 348.

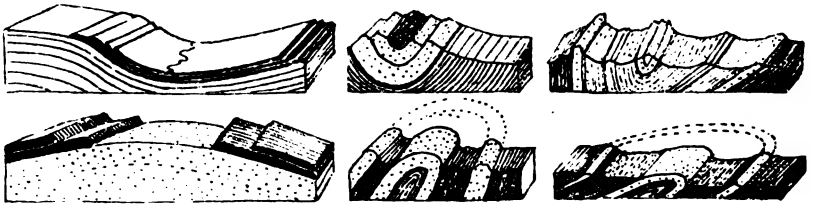


Fig. 349. Fig. 350. Fig. 351.

Trias umlagert wird. Die nördliche Eruptivmasse dürfte gleich dem anlagernden Schiefer paläozoisch sein, während die südliche Partie des Massifs zu den jüngeren Sedimenten in Beziehungen steht, welche zum Schlusse zwingen, dass auch in mesozoischer Zeit wiederholt Förderungen von Eruptiv-Material stattgefunden haben. Der Triaskalk erscheint im

Digitized by Google

Etsch. Fig. 352. Meran.

1 Schiefer, 2 Carbon, 3 Granit und Tonalit, 4 Porfyr (Perm), 5 Perm und Trias. 6 Jura, Kreide, 7 Eozän.

Digitized by Google

Contact in Marmor umgewandelt und ist von Neubildungen durchsetzt. [1])

Verschiedenaltrige Sedimente treten an den Granit heran und sind demselben z. T. concordant (steil und selbst übergekippt) angelagert, z. T. aber brechen die Sedimente an den Granitmassen ab. Ich bespreche die Tektonik des mittleren Teiles: [2])

Wandert man durch das Val Breguzzo gegen W., so trifft man den Contact des Granitmassifs mit dem Schiefer. Der Contact bildet eine windschiefe Fläche, welche von NW. in

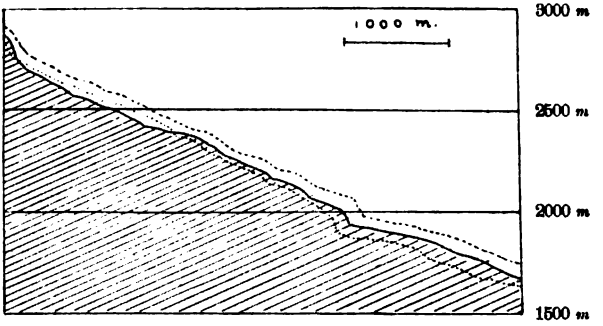


Fig. 358.

N. und NO. streicht und wechselvoll mit 50—80% gegen O. fällt. Die steil aufgerichteten Schichtköpfe des Schiefers und die concordant anstossenden Bänke des Granit (Tonalit) bilden hoch aufragende Zinnen. Im Schlusse des Tales steigt ein gewaltiges felsiges Amphitheater an. In weitem Halbkreise erhebt es sich bis zu den Zinnen und Kämmen des Hochgebirges. Wir stehen auf der Wiese und sehen vor uns die untersten Abstürze des Felskessels. Ringsum kommen kleine Bäche und Wasserfälle zum Wiesengrund herab; oben im Kessel weite,

[1]) Die Umwandlung des Kalkes im Contact wurde zuerst von Trinker nachgewiesen. Lepsius (S. Tirol 1878, p. 190, 208, 336) weist den Kalk der Trias zu. L. meint, der Granit sei als heisser, aber fester Klotz emporgestossen worden, eine unhaltbare Vorstellung, welche bei Lehmann wiederkehrt. (Vgl. d. Kap „Contact".)

[2]) S. Reyer: Adamello. Jb. Min. Beil. Vol. 1. Suess: Erde, Vol. 1, p. 317.

Digitized by Google

öde Felsflächen und monotone Ruhe. Von der Wiese aus steigt man nördlich auf und wandert, nachdem man die steilen Abstürze überstiegen, in weitem Bogen gegen das östliche Joch (Cop Breguzzo).

Diese, zwischen den Höhenzügen des Granitmassifs ein-

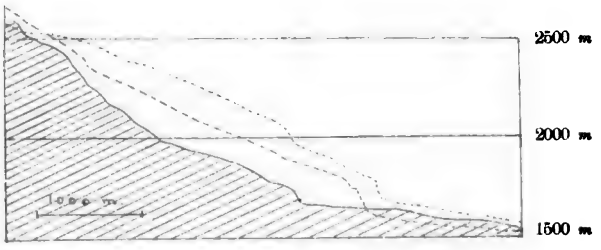


Fig. 354.

gesenkte Mulde soll zunächst tektonisch erläutert werden, da analoge Bildungen für die vielgestaltigen Massifs der Hochgebirge karakteristisch sind.

Fig. 353 zeigt drei Profile der 4 *km* weiten Massifmulde, Fig. 354 stellt die analogen Profile des benachbarten Kessels von Val d'Arno dar, Fig. 355 aber zeigt den Aufblick auf den nördlichen Teil des Kessels von Breguzzo; das Streichen der Schlierenknollen, der Klüftung und Bankung auf der begangenen Strecke ist schematisch notirt. (K = Kessel, C = Cop).

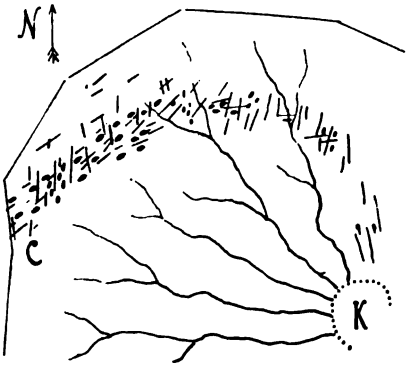


Fig. 355.

Die an dunklem Glimmer reichen Schlieren-Knollen, welche oft fälschlich als Ausscheidungen oder als Einschlüsse gedeutet werden, streichen vorwiegend in NO., strichweise in N. Sie ragen bald als Knollen hervor, bald erscheinen sie als dunkle, schalige Einsenkungen aus der Gesteins-Oberfläche ausgewittert. Die Klüftung, bez. Bankung streicht NW. bis Nord und fällt steil. Untergeordnet erscheinen in derselben

Digitized by Google

Anordnung helle, quarzreiche Blätter (Ausfüllungen von Zerklüftungen), welche mit dem Nebengestein verwachsen sind und als harte Striemen aus der verwitterten Gesteins-Oberfläche hervorragen. Die Blätter und Klüfte setzen durch die dunklen Schlieren-Knollen, sind also jüngere Gebilde: Die schlierigen Eruptivmassen wurden im halberstarrten Zustande von NW. streichenden Klüften durchsetzt und diese Klüfte wurden von Exsudaten erfüllt. Nach erfolgter Erstarrung entstanden abermals in gleichem Sinn verlaufende Klüfte, welche leer blieben. Diese sind z. T. echte Dislocations-Klüfte, z. T. aber sind sie gewiss als Bankung zu deuten. Die 2500—2800 *m* hoch aufragenden Kämme des Gebirges zeigen trefflich die steile Fluctuation und Bankung der Granitmassen. Die Schlieren sowie die Bankung (plattenförmige Abkühlungs-Klüftung) verlaufen grossenteils concordant und harmoniren mit der Gesteinsgrenze, d. h. die Abgrenzung des Massif ist bedingt durch dessen innere Struktur.

Die Schlieren und Schlieren-Knollen sowie die Bankung verlaufen im vorliegenden Gebiete vorwiegend in NO. Neben diesen in NO. angeordneten Elementen tritt local ein nördliches Streichen hervor (dunkle Schlieren und weisse Blätter).

Die Aufschlüsse sind in den oberen Regionen der Mulde ausgezeichnet. Schwärme von Schlieren-Knollen verlaufen concordant mit der Bankung soweit das Auge reicht. Fig. 80 zeigt die harmonische Lagerung der hellen Schlieren und dunklen Schlieren-Knollen: wo die Plattung hervortritt, verläuft auch sie meist in Übereinstimmung mit den Struktur-Elementen; in anderen Fällen trifft man gleichfalls steil einfallende helle Blätter, welche jedoch mit der Fluctuation nicht genau harmoniren, sondern die dunklen Schlieren unter spitzem Winkel durchschneiden. Während die weissen Blätter in Fig. 80 echte Schlieren, also ursprüngliche Bestandteile des Magma sind, erscheinen die Blätter in Fig. 101 als secundäre Producte, sie sind durch Exsudate ausgefüllte Klüfte im erstarrten Magma.

Sämmtliche Mulden, welche zwischen den Eruptiv-Rücken dieses Hochgebietes eingesenkt sind, haben diesen Karakter, die Kämme aber erheben sich steil und unvermittelt aus den

Digitized by Google

flachen Kessel-Böschungen; klotzig und klüftig ragen sie als scharfe zackige Grate auf.

Diese Kessel- und Circus-Täler entsprechen also ursprünglichen Depressionen zwischen den Eruptiv-Rücken; sie sind durch die Erosion ausgeweitet, nicht aber durch die Erosion gebildet. Die Bäche und Gletscher folgen einfach den ursprünglichen, strukturellen Depressionen.

Oft begegnet man dem Trugschluss: „Der Bach oder der Gletscher liegt in einer N. streichenden Depression; er ist also Ursache der Depression". Das Umgekehrte ist richtig: Es existirte eine N. streichende Depression und dieser folgten die Bäche und Gletscher.

Schutt und Firn reichen von dem Kamme ein Stück weit in den Kessel hinab, dann folgt der weite, öde, flache, blockige und plattige Boden des Kessels. Weiter hinab treten Rasenflecke dazwischen; dünne Wasserbänder rieseln nieder zum Kesselgrund, ins Tal.

Verfolgt man den Verlauf der Struktur-Elemente, so findet man, dass dieselben in den Kesseln auf weite Distanz harmoniren und durch die Hauptrichtungen, in welchen die Eruptivmassen angeordnet sind, bestimmt werden. Meist fallen zwei einander kreuzende Flächen auf, nach welchen die Elemente angeordnet sind. Die Richtung NNO. beherrscht die weitesten Gebiete, doch dreht sich das Streichen und Fallen der Elemente strichweise ganz allmählig, so dass die Ordnungs-Flächen der Struktur-Elemente windschiefe Flächen darstellen. Strichweise wird eine Struktur-Richtung von den Elementen der zweiten Richtung durchschnitten, was das jüngere Alter der letzteren beweist; doch lässt sich keine bestimmte Altersfolge feststellen, indem einmal die längs-, ein andermal die querstreichenden Elemente als die älteren Elemente erscheinen.

Von besonderer Wichtigkeit für das Verständniss der Genesis der Eruptiv-Mulden ist die Plattung bez. Bankung.[1])

[1]) Es ist wahrscheinlich, dass die steil gestellten Struktur-Elemente der centralen Massen durch Pressung bedingt, also ein Clivage-Fänomen sind, während die Bankung der Flanken sicher eine Folge der Abkühlung ist. S. „Mt. Blanc".

Digitized by Google

Die Plattung steht in den Kammgebieten steil, während die Bankung im Gebiete der Gehänge in der Regel mit 50 bis 70% und zwar in der Fallrichtung der Gehänge einschiesst. Die krummschalige Form der Platten sowie deren gesetzmässige Beziehung zum Bau der Kessel beweisen zur Genüge, dass man es in letzterem Falle nicht mit einer Klüftung, sondern mit einem durch die Abkühlung bedingten Abkühlungs-Fänomen, also mit einer echten Bankung zu tun hat. [1])

Die Plattung dreht sich vom Gipfel-Gebiete windschief, bis sie im Gebiete des Contactes sich harmonisch mit dem letzteren stellt. Wo der Contact steil einschiesst, bleibt auch die Stellung der Bankung steil, wo er aber flach

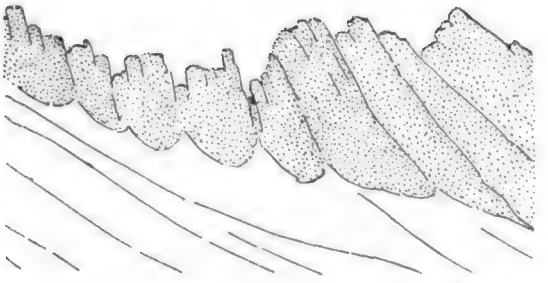


Fig. 358.

fällt, zeigen auch die Bänke eine entsprechend flache Lagerung. Ein solcher Übergang der steil gestellten Platten der centralen Teile zu der flachen Lagerung des Flanken-Contactes ist im folgenden Grat-Anblick (Fig. 358) dargestellt.

Aus den vorgeführten Beobachtungen geht hervor, dass die Eruptivmassen ursprünglich im Wesentlichen dasselbe Relief hatten, welches wir heute beobachten. In den Kamm-Regionen herrschten steil kuppige Rücken, zwischen welchen Depressionen verliefen. Alle Kamm- und Kessel-Complexe des Gebietes zeigen denselben Aufbau, überall stellen sich die Platten gegen den Contact in Harmonie.

Wie dieser östliche Teil des südlichen Adamello, so ist

[1]) Dass neben dieser Bankung auch die echte Klüftung eine hervorragende Rolle spielt, wurde erwähnt; ich bespreche die Klüftung jedoch hier nicht, da sie für das Verständniss der zu betrachtenden Kesselformen bedeutungslos ist.

Digitized by Google

auch der westliche Teil des Granit-Massifs gebaut: Das Val Daone trennt beide Granit-Massifs und entspricht nicht etwa einem Verwerfungs- und Erosions-Tal, sondern einer ursprünglichen Depression, welche das östliche und westliche Granit-Massif seit jeher trennte. Beide Gruppen waren ursprünglich isolirt und sind nur an der Basis zu einer Einheit verschmolzen. Im O. und W. kamen gewaltige Granitmassen zur Förderung, im Gebiete des Tales aber stiessen die Stromstirnen beider Massifs zusammen, was man aus der Tatsache entnehmen kann, dass die buckelige Bankung des Granites beiderseits gegen das Tal in weiten, cascadenförmigen Bogen einfällt. Die Erosion hat diese durch die ursprüngliche Gruppirung der Eruptivmassen bedingte Depression nur erweitert.

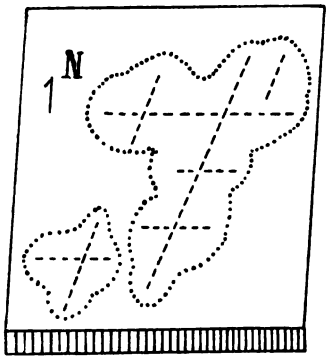


Fig. 360.

Die Granit-Ergüsse haben also ursprünglich gewaltige, steil domförmig aufgekuppte Massen dargestellt. Die Schlierenzüge, welche vorherrschend in NNO. streichen, aber auch von mehreren quer verlaufenden Zügen durchschnitten werden, lassen schliessen, dass das Magma auf vielen NNO.- und auf Ostgängen aufgestiegen sei; an der Erdoberfläche haben sich die Ergüsse zu einem gewaltigen Fladen vereint und mit der Zeit zu einer Höhe von mindestens 3000 *m* aufgekuppt.

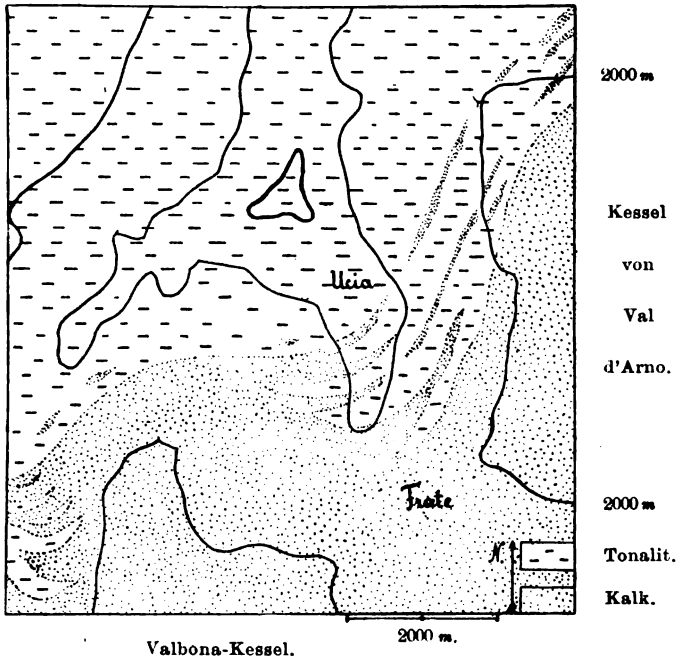
In Fig. 360 habe ich diese Verhältnisse schematisch dargestellt. Man sieht da die Masse des Adamello, deren südlichen Ausläufer ich beschrieben habe. Westlich (links) stösst an den besagten Ausläufer die rundliche Masse des Re di Castello; in der Depression zwischen beiden Massen verläuft das Val Daone. Die Spalten und die Ausbreitung der Ergüsse sind angedeutet.

Ich gehe nun zur Besprechung der Beziehung dieser Eruptivmassen zu den angelagerten Sedimenten über. In der nördlichen Partie tritt der Granit mit Schiefer in Contact, und zwar harmonirt die Bankung des Granites mit der

Digitized by Google

Schichtung des Schiefers. Beide stehen im Contact steil, local erscheinen die Granitmassen sogar über den Schiefer übergeschoben; der Schiefer schiesst steil unter den Granit ein. Wo das Val Daone aus dem Granitgebiet in die sedimentäre Zone tritt, sieht man grob- bis feingrusige Granit-Tuffe und tuffogene Sandsteine in grosser Mächtigkeit, welche in Grödner-Sandstein übergehen; in anderen Gebieten (SO. und O.) aber

Fig. 361.



Valbona-Kessel.

tritt der Granit mit verschiedenen Horizonten der Trias (Muschelkalk bis Wengener), in Contact. Der Granit verhält sich zur Trias ebenso, wie zum Schiefer: die Sedimente sind im Contact steil aufgerichtet, auch übergekippt, die Bankung des Granit verläuft und fällt ebenso, wie die Schichtung des sedimentären Complexes. Im N. des Berges Ucia, welcher zwischen Val Arno und Valbona aufragt, sind die Verhältnisse zur Trias gut aufgeschossen. Fig. 361. [1])

[1]) Die grosse Isohypse entspricht der Höhe von 2000 *m*, die mittlere Kamm-Isohypse der Ucia = 2500 *m*, die Gipfel-Isohypse = 2700 *m*.

Digitized by Google

Der Contact verläuft in diesem Gebiete, wie Fig. 361 zeigt, wellig, und der Granit (Tonalit) ist durchgehends übergekippt; der Triaskalk fällt steil gegen denselben ein.

Fig. 361a zeigt drei Profile durch den Arno-Kessel, in welchen das Fallen der Sedimente (und die Bankung der Eruptivmassen) durch starke Linien markirt ist. Das höchste Profil schneidet den Rücken, welcher den Kessel gegen N. abschliesst (Danerba), das mittlere Profil schneidet von Cima Valbona gegen SO., das niederste ist ein Ost-Profil.

Die Granitmasse bildet nicht eine geschlossene Einheit, sondern einzelne Granitlager kommen als concordante

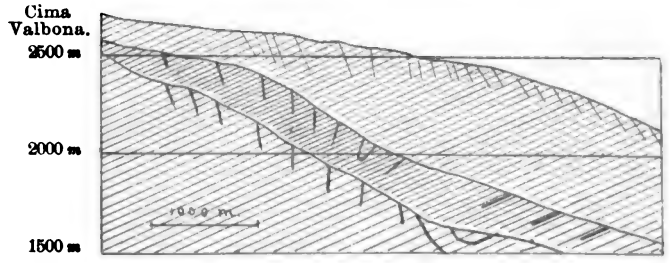


Fig. 361a.

Einschaltungen zwischen den Sedimenten vor. Der Kalk ist strichweise in Marmor umgewandelt und z. T. reichlich von Contact-Mineralen (Granat u. a.) durchsetzt. Ausser den Tonalit-Lagern trifft man auch andere, mineralogisch ähnliche Einlagerungen, welche einen klastischen Karakter haben und schichtweise aus grobkörnigem bis feinkörnigem und felsitischem Material bestehen.

Man beobachtet überdiess mannigfaltige Übergänge und Mischungen zwischen der klastischen syenitartigen Masse und der Kalk-Substanz der Sedimente. Da sieht man nur einzelne Feldspat-, Glimmer- und Hornblende-Partikel lagenweise im Kalke, bezüglich Marmor eingestreut, dort scheint das ganze Gestein gleichmässig aus Calcit- und Syenit-Partikeln gemischt und aufgebaut, an einer dritten Stelle endlich sieht man einen von wenigen Calcitkörnern durchspickten Pseudo-Syenit. Lagenweise wechseln diese merkwürdigen Gesteine und prächtig

Digitized by Google

werden die silicatreichen Partien durch die Verwitterung markirt. Sie stehen als Streifen, Striemen, Schwielen, Schmitzen und Butzen aus der stärker verwitterten Fläche der Kalk-Sedimente hervor.

Ich glaube, dass die Deutung dieser Erscheinungen einfach folgende ist: Die Syenit- und Diorit-Ergüsse, welche während der Triaszeit gefördert wurden, lieferten Tuffe; diese häuften sich local ziemlich rein an, an anderen Stellen wurden sie in die gleichzeitig sich bildenden Kalk-Sedimente eingestreut; der feinst geschlemmte Tuff aber gab zur Bildung der sogenannten Pietra verde Veranlassung. Später erhärteten die Syenit-Tuffe und es entstanden jene Gesteine, welche den Eruptiv-Gesteinen stellenweise so sehr ähneln.

Der Leser wird sich bei der vorstehenden Beschreibung wohl an jene Pseudo-Eruptiv-Gesteine erinnern, in welchen man Kalkkörnchen als wesentliche und ursprüngliche Gemengteile gefunden hat — ich halte diese Gesteine a priori und ohne die Lagerungs-Verhältnisse derselben zu kennen, für Tuffe. Auch möchte ich daran erinnern, wie häufig man, insbesondere bei älteren Autoren, den Übergang von sogenannten krystallinischen Eruptiv-Gesteinen in Sedimente trefflich beschrieben findet. Ich halte auch diese „Eruptiv-Gesteine“ z. T. für stark metamorfosirte Tuffe.

Die Wechsellagerung von feinkörnigen und afanitischen mit grobgrusigen Massen, die lagen- und butzenweise Ausscheidung grösserer Krystalle möchte zwar als für die Tuffe karakteristisch bezeichnet werden, doch trifft man ähnliche Erscheinungen auch in wirklichen Eruptivmassen. Ich halte nur die klastische, mörtelartige Beschaffenheit und den Übergang in die Sedimente für Merkmale, welche die Tuffe sicher kennzeichnen.

Ausserdem habe ich im Ucia-Gebiete in den Kalken local unregelmässige Syenit-Fetzen eingestreut und eingebettet gefunden, welche lebhaft an die Lava-Auswürflinge unserer Vulkane erinnern. Sie sind flach, unregelmässig begrenzt, gebogen, ja nicht selten weisen sie eine spirale

Digitized by Google

Drehung auf. Man erkennt: wenn der wirbelnde Schwung des ausgeschleuderten Lavafetzen etwas stärker gewesen wäre, so hätte der schalenförmige Auswürfling sich ringsum schliessen müssen — es wäre eine Bombe entstanden. —

Wenn man den Weg an den Gehängen der Ucia fortsetzt, trifft man viele Tuff-Einlagerungen in den Marmoren; Pietra verde vermittelt gemeiniglich den Übergang der Tuffe in die Sedimente, auch trifft man viele bucklige und knotige Einlagerungen und Schmitzen von Pietra in den Kalken.

Neben den Tufflagen treffen wir echte Eruptiv-Gesteine den Sedimenten concordant eingelagert; sie sind mit den letzteren gemeiniglich fest verwachsen; auch einige NO. bis N. streichende Gänge von Syenit-Diorit sieht man beim Aufstiege (Valbona-Ucia) entblösst.

Viel Aufmerksamkeit bedarf es, um in allen Fällen das wahre Verhältniss zwischen den Sedimenten und den Eruptiv-Gesteinen, bez. Tuffen, festzustellen. Es kommt nämlich gerade an diesem Gehänge der Ucia mehrfach vor, dass die Massen nach ihrem Streichen von der Erosion angeschnitten sind, was insbesondere dann, wenn das Fallen des geologischen Körpers mit jenem des Berggehänges nahezu harmonirt, merkwürdige Begrenzungen schafft. Noch verwickelter werden die Verhältnisse dort, wo die Sedimente sammt den eingeschalteten Eruptiv-Gebilden etwas gefaltet sind, so dass der Contact bald steil NW., bald steil SO. fällt (gegen das Granitmassif oder von demselben weg).

Die Tuffe kommen nicht nur in Lagern von verschiedener Mächtigkeit, sondern auch schmitzen- und butzenweise im Kalk vor. Sie weisen strichweise, gleich dem Kalk, eine intensive Metamorfose auf, so dass man sie für compacte massige Eruptiv-Gesteine halten könnte, wenn man nicht in ihrem Weiterstreichen Übergänge in klastisches Material, ferner Übergänge in die Sedimente und endlich isolirte Tuffschmitzen im Marmor fände, welche gleichfalls Übergänge in den Kalk aufweisen. Die intensive Metamorfose, welche die ganze Zone beherrscht, hat auch im Contact zwischen den Tuffen und den Sedimenten Contact-Minerale producirt. Die Metamorfose erscheint nicht selten

Digitized by Google

gerade in der Nachbarschaft der Tuff-Einlagerungen am intensivsten; während dünne Kalklager, welche zwischen mächtige Eruptivmassen eingeklemmt sind, mitunter wenig umgewandelt sind, erscheinen viel mächtigere, mit Tuffen vicarirende Kalklager oft intensiv metamorfosirt und von Neubildungen durchsetzt. Von einer Durchtränkung der Kalklager mit „glühendem Granitsaft" kann in diesen und anderen Fällen nicht die Rede sein; wir haben es einfach mit hydatogenen Neubildungen zu tun, welche in den permeablen tuffreichen Schicht-Systemen intensiver vor sich gingen, als in der Nachbarschaft compacter Eruptivmassen. In einem und dem anderen Falle dürfte allerdings eine erhöhte Temperatur mitgewirkt haben.[1])

Die schönsten Profil-Aufschlüsse trifft man, wenn man von der Ucia über die steilen Abhänge gegen O. absteigt: Die Plattung der steilen Tonalitlager, die Schichtung der Tufflagen und der Trias-Sedimente harmoniren; die Tonalit-Ergüsse, die Kalk- und die Tufflager bilden ein concordantes System, welches steil aufgerichtet ist und steil wellig, bald gegen O., bald gegen W. fällt. Wo eine dünne Sedimentlage zwischen zwei Tonalitlagern auskeilt, da ist sie in zahllose kleine Schollen und Trümmer aufgelöst; diese schwimmen in dem Syenit-Teige und erteilen ihm eine Fluctuations-Textur. Weiterhin aber kommen beide Syenitmassen ohne Zwischenlagerung miteinander in Contact, und zwar verschweissen und vereinen sie sich zu einer continuirlichen Masse.

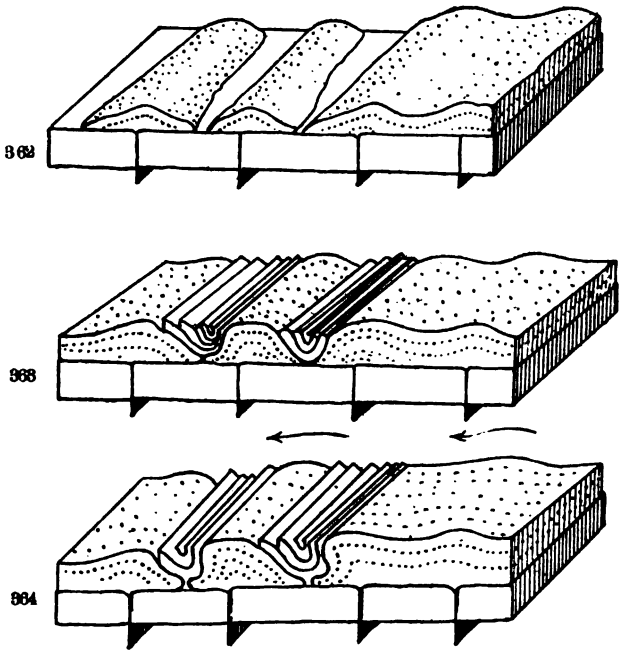
Wenn wir den Bau der verschiedenen Eruptivmassen vergleichen, finden wir eine grosse Übereinstimmung des Reliefs. Dieses aber ist durch die Tektonik der Gesteine bedingt. Ein langer Zug von Eruptiv-Gebilden ist im ganzen Adamello-Gebiet emporgequollen; stellenweise war die Förderung besonders bedeutend, da bauschten sich die Massen stärker auf und rückten in Folge dessen weiter gegen die Periferie vor. Die minder activen Gebiete blieben

[1]) Ich brauche nicht hervorzuheben, dass meine Auffassung in Widerspruch steht mit der üblichen Deutung, welche die mit Sedimenten vicarirenden Ergüsse und Tuffe einfach als „Apofysen" einer einheitlichen Intrusivmasse bezeichnet.

Digitized by Google

zurück und bildeten Mulden oder Kessel zwischen den durch stärkere Förderung aufgestauten und vorgeschobenen Buckeln.

Die Erosion hielt sich in der Folge natürlich an das von Anfang gegebene Relief und es entstanden endlich jene weiten Amfitheater, deren Bau ich im Vorgehenden geschildert habe.



Die Wände der Kessel greifen als Bergrücken noch heute weit über die gleichaltrigen Gebilde des Kesselgrundes vor.

Wir finden die triadischen Gebilde in der Nähe der Tonalitmassen in eben dem Masse, als die Flanken der Tonalitmassen abfallen, aufgerichtet. Wo die Tonalit-Gehänge mit 60 oder 80° gegen aussen abfallen, da fallen auch die sich anlagernden jüngeren Massen mit 60—80° von den Tonalitmassen weg; wo die ersteren senkrecht stehen, da stellen sich auch die letzteren senkrecht auf. Endlich haben wir gesehen, wie die Tonalitmassen und angelagerten Syenitströme und Triaskalke in der Richtung vom Arnokessel zum Frate

Digitized by Google

sich überneigen und widersinnig einfallen. Diese Stauungs- und Faltungs-Erscheinung, welche in Fig. 362—364 an drei Modellen demonstrirt ist,[1]) dürfte von Vielen als eine durch Gebirgsbildung bedingte Erscheinung aufgefasst werden.

Mir scheint hingegen die besagte Erscheinung viel einfacher auf die ursprünglich kuppige Aufstauung der Eruptivmassen zurückzuführen. Wir wissen, wie die Sedimente und Flankenergüsse sich den steilen Gehängen älterer Massenergüsse concordant anschmiegen;[2]) das hat nach meiner Meinung eben auch im Gebiete des Adamello stattgefunden. Ist die steile Stellung der Sedimente und jüngeren Ergüsse aber in solcher Weise durch die Gestalt der älteren Massenergüsse bedingt, so brauchen wir wohl keine hypothetische Gebirgs-Stauung zu Hilfe zu rufen.

Gegen diese Auffassung lässt sich einwenden, dass ja die Massen im Contact stellenweise sehr steil stehen, ja übergekippt sind — man kann sich im ersten Augenblicke nicht vorstellen, wie eine derartige Erscheinung durch die Erguss-Vorgänge bedingt sein könne und gewiss werden viele in diesem Falle annehmen, dass die ursprünglich ziemlich steil gestellten Massen durch eine nachträgliche Gebirgs-Stauung bis zur Überkippung getrieben worden seien. Ich habe gegen die Möglichkeit einer solchen Combination einzuwenden, dass die Sedimente im O. des Adamello, abgesehen von der besagten Aufstellung und Überstülpung, flach liegen, was kaum der Fall sein könnte, wenn die besagte Aufstellung die Folge einer Krusten-Pressung wäre. Ferner betone ich, dass nicht bloss die Sedimente (im unmittelbaren Contact), sondern auch die Eruptivmassen in so auffälliger Weise gefaltet und gestülpt sind; nun kann ich mir aber nicht vorstellen, dass starre Granitmassen von einer Mächtigkeit, welche nach Tausenden von Metern misst, sich biegen und falten lassen — das konnte gewiss nur geschehen, als die Massen teigig waren. Gesteht man aber einen solchen Zustand zu, so liegt es wohl nahe,

[1]) Ich habe in den drei Profil-Modellen die successive Aufstauung und Überschiebung mehrerer, von Sedimenten überlagerten, Eruptivzüge schematisch dargestellt.

[2]) Vgl. Reyer: Predazzo. Jahrb. geol. Reichs. 1881.

Digitized by Google

die Überstülpung eben einfach aus dem Vorgange der Eruption selbst abzuleiten.

Ich verweise auf die Abhandlung über Predazzo, in welcher ich gezeigt habe, wie (experimentell nachgeahmte) Massen-Ergüsse durch innere Nachschübe immer steiler

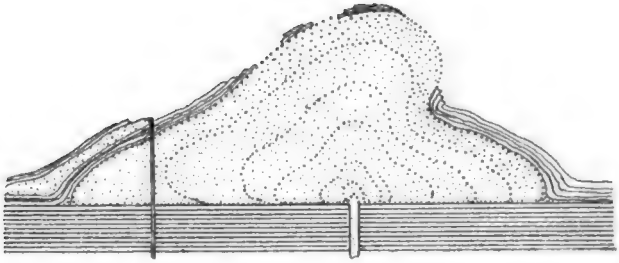


Fig. 365.

gestellt und endlich zum Überstülpen gebracht werden können. Solche Vorgänge haben sich nach meiner Meinung auch im Gebiete des Adamello abgespielt. Die Massen breiteten sich fladenförmig aus; die schwächeren Partien, also die Ausläufer des Massen-Ergusses erstarrten; auf den central gelegenen Spalten aber erfolgte Nachschub auf Nachschub, während sich Tuffe und Sedimente an den Flanken ausbreiteten und anlagerten. Die Masse kuppte sich natürlich in den Gebieten stärksten Nachschubes mehr und mehr auf und stülpte sich endlich auf einer Seite etwa so, wie die Profil-Figur 365 zeigt. Natürlich wurden hierbei die überlagernden Sedimente sammt den eingeschalteten Tuffen und Flanken-Ergüssen in der Weise, wie die Figur schematisch anzeigt, mit gestülpt und zwischen den Fuss des Massen-Ergusses und das übergestülpte Haupt desselben eingeklemmt.

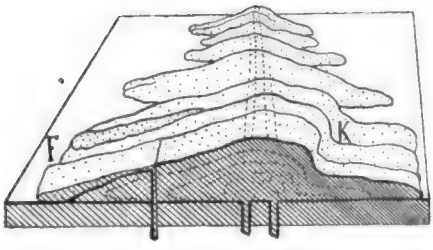


Fig. 365 a.

Der Zusammenhang dieser Erscheinung mit der erwähnten und oben erklärten Kesselbildung wird durch die Figur 365 a veranschaulicht. Da sieht man einen Massen-

Digitized by Google

Erguss von vorwaltender Längs-Erstreckung. Nicht überall sind gleich bedeutende Massen aufgequollen, daher die Bildung von Vorsprüngen und dazwischen liegenden Buchten oder Kesseln. Vorn bei *K* (Kessel von Breguzzo) ist die Aufstauung so stark gewesen, dass das Magma bis zur Überstülpung kam. Bei *F* fliessen zwei Flankenströme ab.

Nachdem ich die Karakteristik des Massifs gegeben, erübrigt noch, die Beziehung der Eruptivmassen zu den verschiedenaltrigen Sedimenten, mit welchen sie in Contact treten, zu erörtern. Im Gebiete der Ucia und überhaupt im SO. und O. des Adamello-Massifs beobachtet man Wechsel-Lagerung der Granit-Ergüsse mit verschiedenen Gliedern der Trias. Beim Val Daone lagert sich Granit-Tuff, welcher mit Grödener Sandstein durch Übergänge zusammenhängt, an die Eruptivmassen, im N. endlich tritt der Granit durchgehends mit (paläozoischem) Schiefer in Contact, und zwar lagern sich die steil aufgerichteten Sedimente auch in diesem Falle concordant an die steilbankigen Granitmassen, verhalten sich also zu den paläozoischen Sedimenten ebenso, wie im S. zu den mesozoischen Sedimenten. Ich erkläre diese Tatsache, indem ich annehme, das betreffende Granitmassif sei eben durch lange Zeiträume angewachsen. Zunächst wurde dasselbe in paläozoischer Zeit von Schiefern concordant überlagert (im N.), dann folgten im S. jüngere Übergüsse, welche anhielten, während die mesozoischen Sedimente zur Ablagerung gelangten. So wurden im S. die alten Massen überdeckt und verhüllt von jungen Sedimenten und jungen Übergüssen. Jene Nachschübe stauten die Eruptivmassen im S. so weit auf, dass die älteren, mit Trias-Sedimenten wechsellagernden Ergüsse steil aufgerichtet und local selbst zur Überschiebung gebracht wurden.

So mächtige Massifs haben eben meines Erachtens eine lange Genesis; sie haben sich allmählig angehäuft und intrusiv aufgestaut. Ein mächtiges Schichtsystem wird während einer Formations-Epoche gebildet und ebenso meine ich, wurden auch die mehrere 1000 *m* mächtigen Eruptivmassen nicht kataklismatisch producirt, sondern sie bauten sich auf

Digitized by Google

während langer Zeiträume, welche äquivalent sind den sedimentären Formations-Epochen.

Ein Granitmassif ist zwar eine begriffliche, durchaus aber keine zeitliche Einheit; es ist gerade so ein mächtiges historisches Gebilde, wie eine sedimentäre Formation. Heute bezeichnet man die Massifs noch schlechtweg als intrusive Stöcke, man lässt dieselben kataklismatisch auftauchen u. s. f. Diese dilettantische Betrachtungsweise wird der exacten Untersuchung weichen müssen.

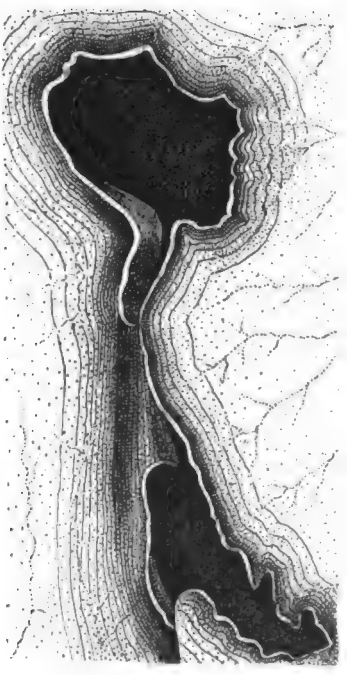


Fig. 366.

Andere Fälle von intrusiver Überschiebung.

Zahlreiche andere Fälle von Überschiebungen mächtiger Eruptivmassen über die sie umlagernden Sedimente sind bekannt. Ich beschränke mich auf einige prägnante Beispiele:

Die Überschiebung der Elk Mts. ist durch Holmes trefflich dargestellt worden. [1])

Dieser Granitzug, welcher 4000 *m* hoch aufragt, wird überlagert von einem Schichtsystem, das vom paläozoischen bis zur Kreide reicht. [2])

In Fig. 366 ist die Gestalt der sedimentären Hülle dargestellt; die liegenden Granitmassen sind heraus präparirt gedacht. Fig. 367 zeigt die betreffenden Profile.

Die Überschiebung beherrscht die concave Seite; dieselbe Seite erscheint auch längs eines Bruches abgesunken.

[1]) Haydens Rep. 1874, p. 42, 1876 p. 58 f.

[2]) Zu unterst fossilloser Quarzit 100 *m*, darüber 500 *m* bunte Sandsteine und Quarzite (Carbon), darüber Trias bis Kreide (Quarzite und schwarze Schiefer der Kreide).

Digitized by Google

In der Periferie des Massifs trifft man Einlagerungen von Eruptivmassen in die Sedimente (Trachyt-Lager im Horizont der Kreide).

Diese Beziehungen sind verschieden gedeutet worden: Bald wird die alte Ansicht vertreten, die Granitmassen seien nach Ablagerung der jüngsten dislocirten Sedimente intrusiv emporgedrungen und hätten den ganzen Complex vom Carbon bis zur Kreide gesprengt und deformirt (Hayden, Rep. 1874, p. 66), bald wird die Faltung und Überschiebung als das Primäre betrachtet und die unterlagernden, plastischen Granitmassen sollen durch die Faltung der Sedimente ergriffen und umgeformt worden sein. [1]) Suess endlich vertritt die Ansicht, der Granit sei passiv und unplastisch überschoben worden. [2])

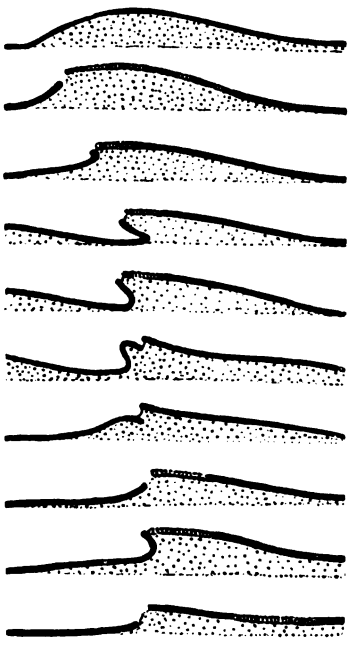


Fig. 337.

Ich deute die beobachteten Verhältnisse folgendermassen: Vor dem Carbon wurde ein Eruptiv-Fladen gefördert, er wurde von Carbon-Sedimenten bedeckt; dann wuchs er unter anhaltender Sedimentirung durch intrusive Nachschübe an bis in die Kreidezeit. Eruptivmassen brachen durch das Massif hervor und vicarirten mit den synchronen Sedimenten. Junge intrusive Nachschübe im Granitmassif haben die an- und überlagernden Sedimente so hoch aufgestaut, bis endlich eine einseitige Überschiebung stattfand. Die Überschiebung sowie die Absenkung erfolgte nach

[1]) Diesem mechanischen Paradoxon könnte man das folgende Analogon zur Seite stellen: Die Kruste eines Lavastromes strömt gegen die Ebene und die (passiven) Lavamassen werden von dieser Bewegung der Kruste ergriffen und bewältigt.

[2]) Suess: Erde, I., p. 216.

Digitized by Google

der concaven Seite des Granitmassifs. Beide Fänomene stehen, wie ich im Kap. Sierra Nevada zeige, in causalem Zusammenhang: Wenn eine Eruptivmasse auf einer Verwerfung empordringt, hat sie notwendig immer das Übergewicht gegen den gesunkenen Flügel; dieser liegt aber in der Regel auf der concaven Seite (s. das Kap. Senkungsfeld). —

Die Lake Superior Mine,[1]) deren Profil in Fig. 368 dargestellt ist, folgt einer Eisenglanz-Mulde, welche sich an die benachbarte (punktirte) Dioritmasse *D* in der Weise anlagert, wie Fig. 368a zeigt. Offenbar wurden auch in diesem Falle

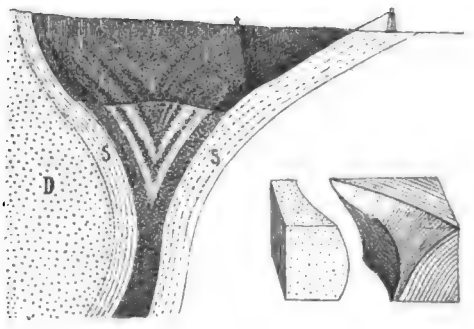


Fig. 368. Fig. 368a.

die anlagernden Sedimente durch intrusive Nachschübe im Diorit-Massif steil aufgerichtet und überschoben (*S* = Schiefer).

Überschiebungen der Sedimente durch Granit wurden schon in den ersten Decennien unseres Jahrhundertes beobachtet.

Ich habe jedoch diese altbekannten Fälle in der Betrachtung nicht vorangestellt, weil sie z. T. ungünstige Aufschlüsse bieten, z. T. complicirte Verhältnisse aufweisen, welche zu einer aufklärenden Demonstration nicht verwendet werden können.

Ich beschränke mich darauf, einige dieser Vorkommnisse zu karakterisiren:

Die Überschiebungs-Zone im Berner Oberland ist zuerst durch Hugi nachgewiesen, in neuer Zeit aber in aus-

[1]) Reyer: Geol. d. Eisens in Amerika, ö. Z. Berg. Hütt. 1887.

Digitized by Google

gezeichneter Weise untersucht worden durch Heim und Balzer.[1])

Längs des Gebirgszuges Wetterhörner-Finsteraarhorn (Jungfrau) erscheint der Gneiss, hinter welchem der Granit steil ansteht, weit über die jüngeren Sedimente vorgeschoben. Wo die stärkste Faltung und Überschiebung sich vollzogen hat, sind die Gesteine intensiv metamorfosirt, der Gneiss z. T. granitoid.

Der Granit und Gneissgranit beherrscht in diesem Falle, wie Fig. 369 zeigt, nicht die Axe des Gebirges, sondern steht fern von der Überschiebung im Süden an. Zwischen dem Gneiss und den jüngeren Sedimenten trifft man bald plastische Umformung, bald Zertrümmerung, strichweise Concordanz und anderseits wieder Discordanz.

Heim fasst die Discordanz als secundäres Fänomen auf, während Balzer an eine gemeine, primäre Discordanz denkt. Er stellt sich vor, die Ablagerung der jüngeren Sedimente habe in seichtem Meere stattgefunden, schon vor dem Verucano habe die Faltung begonnen; das gefaltete Gebirg sei dann z. T. erodirt und discordant überlagert worden, später erst sei eine Weiterfaltung, Einklemmung und Auswalzung der jüngeren Sedimente im Contact vor sich gegangen.[2]) Während die meisten Autoren die Überschiebung als einheitlichen Vorgang auffassen, bezeichnet Balzer die Faltung des Massifs als chronischen Prozess, welcher in weit auseinander liegenden Bildungszeiten sich wiederholt vollzogen hat und betritt hiermit einen Weg, auf welchem wohl allein ein richtiges Verständniss dieser verwickelten Fänomene gewonnen werden dürfte.

Zu den hervorgehobenen Complicationen tritt im besagten Gebiete überdiess eine Clivage, welche die ursprüngliche Struktur z. T. verwischt und das Verständniss des Gebietes wesentlich erschwert.

[1]) Hugi: Alpenreise 1830, p. 29, 64. Studer: Jb. Min. 1847, p. 179. Studer: Geol. I., p. 171 f. und Balzer: Berner Oberland (Beitr. Geol. Schweiz, 1880, Vol. 40), N. Jb. Min. 1876—1878, 1885. Heim: Gebirgsbildung, 1879.

[2]) Balzer: Berner Oberland, 1880, p. 229.

Digitized by Google

Fig. 369 zeigt ein typisches Profil. (1, 2, 3 = Granit, Gneiss-Granit, Gneiss, 4, 5 = mesozoische Sedimente.) Man sieht die Überstülpung des Kalkes durch Gneiss und die fächerige Clivage des letzteren. Die Clivage des Gneiss, die z. T. secundäre Discordanz zwischen Gneiss und Kalk und die fragliche Rolle, welche der entfernt vom Gneiss anstehende Granit spielt, erschweren das Urteil über diess Gebiet so sehr, dass ich auf eine weitere Erörterung an dieser Stelle verzichte.

Der Harz zeigt nach Lossen gleichfalls Fänomene, welche als Eruptiv-Überschiebungen gedeutet werden müssen. Der betreffende Granitkörper stellt eine elliptische, windschief zusammengepresste Masse dar, welche aus einem sedimentären, einseitig zusammengeschobenen Mantel und einem granitischen

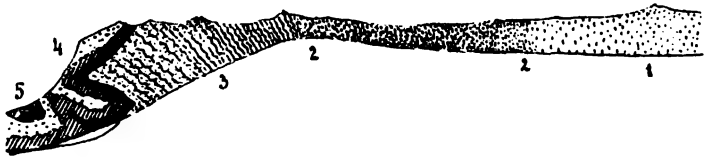


Fig. 368.

Kern besteht; das Eruptivmagma erscheint nach Lossen „in den dynamischen Brennpunkten ausgepresst“ und hat die laterale Bewegung als plastische Masse mitgemacht.[1]) Das Granitmassif ist wellig abgestuft (Hoffmann). Diese Treppen sind die „Wellenberge des Granitmagma, welche die Faltung der festen Erdrinde mitmachen“ (Lossen, 1882, cit. p. 43).

Während Buch und Hausmann den Granit einfach als Intrusivmasse bezeichnen, meint Lossen, der Faltungsprozess sei ganz unabhängig vom Granit vor sich gegangen und erst im Laufe der Faltung sei der Granit emporgedrungen und habe formgebend eingegriffen; die (einseitig) zusammengeschobene Antiklinale sei zuerst geborsten, der hangende Flügel sei aufwärts geschoben worden und nun erst sei der Granit nachgedrungen.

[1]) Lossen: Geol. Harz p. 4, 21, 43. Lossen: Z. geol. Ges. 1868. Vol. 20, p. 216. 1869 p. 283. Lossen: Falten, Spalten und Erupt. im Harz. Jb. geol. Preuss. 1882.

Digitized by Google

Das Verhältniss wird dadurch verwickelt, dass sich am Harz zwei Dislocations-Richtungen (SO. und SW.) kreuzen. Die Axe des Brocken-Massifs ist gegen SO., der Rammelsberg aber gegen SW. überschoben. Diese Gestaltung der Massifs steht in causalem Zusammenhang mit dem Streichen der Schichten.

Wo in diesem und andern Fällen Concordanz der Sedimente mit der Granit-Struktur oder Einschlüsse der Sedimente im Granit nachgewiesen sind, ist kein Zweifel über die Tatsache, dass der Granit im plastischen Zustande überschoben wurde. In anderen Fällen fehlen jedoch Angaben bez. dieser entscheidenden Tatsachen und dann lässt sich keine sichere Vorstellung bez. der Genesis der Überschiebung gewinnen. Diess gilt z. B. für die Überschiebung des Lias durch Granit in der Dauphinee,[1]) für die Überschiebung des Granites über die Kreide bei Hohenstein, Sachsen[2]) und für die Überschiebung des Granites der Cima d'Asta.[3])

Suess spricht die Ansicht aus, dass der Granit in letzterem Falle im starren Zustande (als passives Massif) über die betreffenden Sedimente überschoben worden sei. Die Untersuchung des Contactes wird den Beweis für oder gegen diese Anschauung liefern. Die mir bekannten Daten sind ebensowohl mit der Annahme einer plastischen und activen Überschiebung vereinbar.

Zweiseitige Intrusiv-Überschiebung. Mt. Blanc.

Schon Saussure, Necker, Marzari haben am Mt. Blanc die Überschiebung des secundären Kalkes durch Granit nach-

[1]) Bertrand: Bul. geol. 1833.

[2]) Weiss: Karst. Arch. 1827, 1829. Cotta: Jb. Min. 1836 Naumann: Pog. Vol. 19, p. 437. Naumann: Geogn. Sachsen. Weiss hielt dafür, dass der Granit im starren Zustande (passiv) überschoben worden sei und Naumann schloss sich später dieser Auffassung an; desgl Hettner: Sächs. Schweiz, 1887, p. 25. Die von früheren Beobachtern beschriebenen Einschlüsse von Kalkbrocken im Granit dürften wohl nur Bestandteile einer Reibungs-Brezzie sein.

[3]) Suess: Alpen, 1875, p. 88. Suess: Erde, p. 326.

Digitized by Google

gewiesen; eingehender wurden die bez. Verhältnisse durch Studer und Favre studirt. [1])

Das Massif des Mt. Blanc bildet eine NO. streichende elliptische Masse, welche von Gneiss und jüngeren Sedimenten ummantelt ist. Dieser sedimentäre Complex fällt an den Enden des Massifs normal vom Granit weg, während im Gebiete des kleinen Durchmessers der Ellipse eine steile Aufrichtung und Überschiebung der Granitmassen über die Sedimente stattfindet.

Die Granitmassen sind geplattet und zwar verläuft die

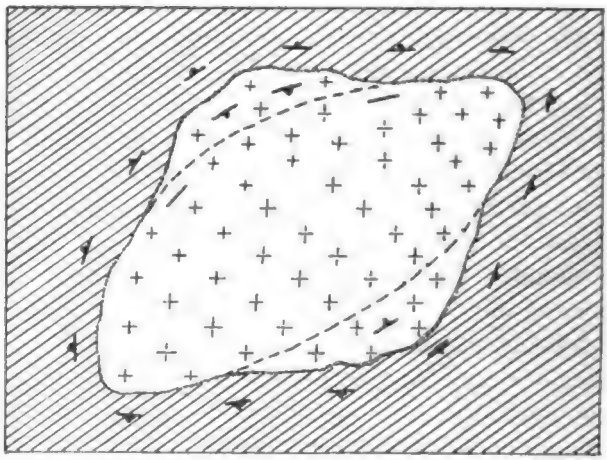


Fig. 370. Mont Blanc-Schema.

Plattung concordant mit den anlagernden Sedimenten. Die Platten fallen im mittleren Teil des Massifs im Contact-Gebiete gegen das Centrum, während sie im Gipfelgebiete sich steil stellen, wodurch eine Fächer-Struktur im Granit-Massif erzeugt wird. Die Überstülpung und mithin die Fächer-Struktur zeigt sich nur auf der Breitseite des elliptischen Massifs, während an den Enden der Längsaxe normale Lagerung der Plattung beobachtet wird.

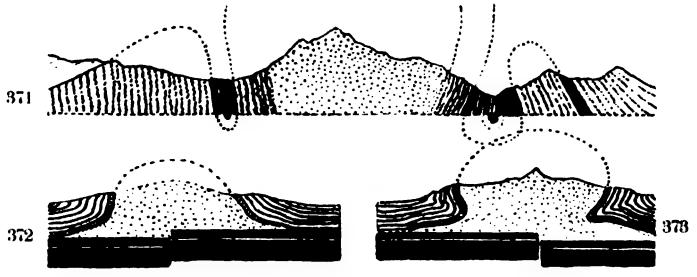
Die überstülpten Sedimente fallen im mittleren Teil meist

[1]) Studer: Geol. 1850, I., 170. Literatur in Favre: Savoye, 1867. Vol. 3, p. 123, 127.

Digitized by Google

mit 40—60% gegen die Granitmasse ein. Zunächst auf den Granit folgt Gneiss, dann dunkler Schiefer, Rauhwacke, Gyps, dunkler Kalk. In der nördlichen Fortsetzung ist nur der Gneiss steil überstülpt, während die jüngeren Sedimente an der Einfaltung und Überstülpung nicht mehr teilnehmen. Ebenso erscheinen die jüngeren Sedimente am S.-Ende des Mt. Blanc nicht überschoben. Discordanz kommt im Contact vielfach vor.[1])

Ich habe diese Verhältnisse experimentell nachgeahmt, indem ich einen mit Sedimenten bedeckten Fladen durch intrusive Nachschübe anschwellen und aufquellen liess bis die Sedimente steil aufgerichtet und endlich durch die überquellenden Nachschübe überstülpt wurden. Fig. 370 zeigt den Aufblick mit Einzeichnung der Fallrichtungen. Durch eine



gestrichelte Linie habe ich in der Figur die im mittleren Nivo liegende engste Einschnürung des elliptischen Ergusses angezeigt. Man sieht, dass der Contact am schmalen Ende von der Eruptivmasse wegfällt, während in der mittleren Partie zwei Lippen des Eruptivfladens sich überstülpt haben. Unterhalb der Lippen fallen die Sedimente natürlich widersinnig. Man sieht in der Figur auch angedeutet, dass in einem tieferen Horizonte, unterhalb der überstülpten Massen, auch im mittleren Gebiete wieder ein normales (antiklinales) Fallen der Sedimente herrscht (hypothetisch).

Fig. 371 zeigt den Querschnitt durch die mittlere Partie des Mt. Blanc (links die Aiguilles rouges) und Fig. 372, 373 stellt meine bez. Anschauung dar. Durch punktirte Linien

[1]) Favre: Savoye, 1867, Vol. 3, p. 187, und Atlas.

Digitized by Google

ist das allmählige intrusive Auf- und Überquellen des Magma dargestellt, auch stehe ich nicht an, eine Basis einzuzeichnen, auf welcher das Intrusiv-Massif aufruht und durch welche die Eruptions-Spalten niedersetzen, aus denen die Eruptivmassen stammen.

Wichtig ist Lory's Beobachtung, dass die Einsenkung der Mulde zu Füssen des Massifs successive erfolgt ist: zunächst lagerte sich zu beiden Seiten des Massifs Gneiss, darüber Carbon-Sandstein ab. Diese Sedimente bildeten eine Mulde, in welcher Trias discordant abgelagert wurde. Zur Liaszeit erfolgte abermals eine Depression der Mulde und der Lias kam über den eingesenkten und zusammen geschobenen Trias-Sedimenten zur Ablagerung. [1])

Wie Lory, ist auch Balzer geneigt, jene Faltungs-Vorgänge, welche die Fächer erzeugten, in verschiedenen Epochen vor sich gehen zu lassen (cit. 1880, p. 229). Es liegt nahe, anzunehmen, dass die Aufstauung der Granitmassen mit der muldigen Depression in causalem Zusammenhang steht und dass beide tektonische Vorgänge eben als chronische Prozesse aufgefasst werden müssen. Diese Tatsachen verleihen meiner Auffassung der Massifs als Gebilde von langer Bildungsdauer eine wesentliche Stütze.

Ähnliche Verhältnisse, wie im Mt. Blanc-Massif trifft man auch anderwärts, z. B. bei dem Granitmassif von Oisans, welches, wo es von der Isere durchbrochen wird (auf der Strecke Moutier-Hopital) ein Querprofil mit beiderseitiger Überstülpung des Granites über den Schiefer aufweist. [2])

Die tektonischen Vorstellungen über die Ursachen der eruptiven Überschiebung sind mannigfaltig. Die alte Schule behauptet, der Granit sei nach Ablagerung der jüngsten dislocirten Sedimente intrusiv emporgedrungen und habe die Sedimente abgestaut und überschoben. Diese kataklismatische Vorstellung erfuhr jedoch bald Einschränkungen und in neuester Zeit sind nicht wenige Fach-

[1]) Lory: C. R. 1878, Vol. 86, p. 998. Im Gebiet der benachbarten Aiguilles Ronges wird der steil aufgerichtete Gneiss in 2900 *m* Höhe flach (discordant) von mesozoischen Sedimenten überlagert.

[2]) Cordier: Bul. geol. Vol. 7, p. 65. Studer: Geol. I., p. 88.

Digitized by Google

genossen geneigt, den Granit überhaupt nur als passives Glied des „durch Contraction der Erdkruste verursachten“ Faltungs-Prozesses aufzufassen. Ich führe einige der hervorragendsten Auffassungen vor:

Studer meint, die Granitmassifs seien intrusiv emporgestiegen, in den Gebieten stärkster Entfaltung habe das Aufquellen bis zur Überstülpung geführt; die Richtung des Überstülpens sei wahrscheinlich durch den Druck benachbarter Massen bestimmt worden.[1]) Wie das intrusive Eindringen von Statten ging, wird von Studer nicht präcisirt; er nimmt bald ein weiches, bald ein starres Hervorstossen der Granitmasse an; auch die Möglichkeit, dass die Massifs durch Eindringen flüssiger oder dampfförmiger Substanzen in die Sedimente entstanden seien, wird erwogen.

Andere Autoren denken ausschliesslich an eine plastische Intrusion; das starre Hervorstossen der Massifs hingegen wird neuerdings von Lepsius und Lehmann vertreten (s. Kap. Contact).

Beide Parteien stimmen darin überein, dass sie annehmen, die betreffenden Intrusivmassen seien jünger, als die jüngsten dislocirten Sedimente.

Diese Hypothese, welche folgerichtig zur Annahme von Kreide und Terziär-Graniten führt (vgl. Kap. Alter des Granit), ist in neuerer Zeit von den meisten Forschern verlassen worden und immer häufiger begegnen wir nun der Anschauung, dass der Granit überhaupt nicht die Ursache der Überstülpung sei, sondern dass das passive granitische Magma der Tiefe von der Faltung der Erdkruste ergriffen und bewältigt worden sei. Gleichwie bei der alten Intrusions-Hypothese der Granit bald als starre, bald als plastische Masse aufgefasst würde, wird auch von den Anhängern der neuen Lehre bald ein starrer, bald ein plastischer Zustand des „passiven“ Granit angenommen. Die verschiedenen Autoren vertreten offenbar die eine oder die andere Anschauung, je nachdem sie ihr Augenmerk vorwaltend auf die harmonisch plastische Bewegung des Granitkernes und der

[1]) Studer cit. p. 172, 188, 190, 191.

Digitized by Google

sedimentären Kruste richten oder aber die rupturelle Deformation im Contact ins Auge fassen (s. Contact-Discordanz).

Lory meint, die in der Tiefe liegenden krystallinen Massen seien erweicht und durch Pressung aufgefaltet worden; in jüngerer Zeit seien dann Verwerfungen und Überschiebungen der starren Gneiss-, bez. Granitmassen über die jungen Sedimente erfolgt. Favre fasst den Fächer als aufgestaute, überstülpte und aufgebrochene Antiklinale auf,[1]) doch erkennt er den jüngeren Verwerfungen und Verschiebungen nicht jene Bedeutung zu, welche ihnen Lory zuschreibt. Auch Heim bezeichnet die überschobenen Massifs und die Fächer als aufgebrochene Falten.

Holmes und Lossen lassen den Granit passiv an der Faltung und Überschiebung der Sedimente teilnehmen und letzterer betrachtet folgerichtig auch die Intrusions-Fänomene nur als secundäre Erscheinungen (als Auspressungen des Granitmagma in den Brennpunkten des gefalteten Gebirgskörpers).

Balzer spricht die Meinung aus, die Granit- und Gneissmassen hätten die beobachteten Bewegungen im starren Zustande ausgeführt; zum mindesten müsse das Material zäh gewesen sein, da sonst seitliches Abfliessen der aufgestauten Massen erfolgt wäre.[2]) Heim verteidigt die Plasticität der starren Massen und vertritt die Ansicht, dass die Granitmassen zugleich mit den sich faltenden Sedimenten plastisch umgeformt worden seien.[3]) Suess fasst die bez. Granite gleichfalls als passiv überschobene Massen auf, welche zugleich mit den Sedimenten von der Gebirgsbildung bewältigt worden seien (Erde, Vol. 1, p. 216).

Ich bringe zunächst einige Einwendungen gegen diese Hypothesen und lasse dann meine Anschauung folgen. Die Vorstellung, dass die Granitmassifs im starren Zustande emporgedrungen seien, ist meines Erachtens nur durch die Beob-

[1]) Lory: Dauphinee, 1860, p. 180. Favre: Savoie, 1867, Vol. 3, p. 137, 142. Heim: Verhandl. Schweiz nat. Gesell. 1871 Heim: Gebirgsb. 1878, II., p. 137, 177, 208.

[2]) Balzer: Jb. Min. 1877, p. 681.

[3]) Heim: Gebirgsbildung, 1878, Vol. 2, p. 114, 129.

Digitized by Google

achtung der rupturellen Transformation hervorgerufen worden. Gemischte Umformung ist in der Contactzone der Massifs gemein und erklärt sich aus dem Umstande, dass sowohl die Kruste der Eruptivmassen, als auch die anlagernden Sedimente zur Zeit der jüngeren Nachschübe starr waren und der mechanischen Einwirkung nur, wenn dieselbe sehr langsam erfolgte, durch plastische Umformung nachkommen konnte, andern Falls aber rupturell transformirt werden musste. Erklärt man die beobachtete gemischte Umformung in dieser einfachen Weise, so fällt jeder Grund zu obiger Annahme. Ebenso bestreite ich, dass die Granitmassifs zur Zeit der Überschiebung zwar als starre Massen bestanden, jedoch unter dem Einflusse der Gebirgsbildung sich plastisch umformten. Mehrere 1000 *m* mächtige starre Granitmassen können sich unter einer relativ unbedeutenden sedimentären Hülle unmöglich wie plastische Körper verhalten. Die tiefgreifende Umformung, welche Sedimente, sowie Massifs ergriff, kann nur begriffen werden, wenn man die Massifs als a priori plastische, nicht erstarrte Eruptivmassen auffasst. So wurden die Massifs von den Intrusionisten der alten Schule gedeutet und hierin schliesse ich mich ihnen an. Der wesentliche Unterschied zwischen ihrer und meiner Anschauung liegt jedoch darin, dass sie die Massifs nach Ablagerung der jüngsten aufgerichteten Schichten empordringen lassen, während ich das Massif als historisches Gebilde auffasse, dessen Bildung begann, bevor die ältesten angelagerten Schichten existirten, dessen Ausbildung durch intrusive Nachschübe aber erst zum Abschlusse gelangte, nachdem die jüngsten aufgerichteten Schichten des Mantels abgelagert worden waren.

Die Massifs erfordern nach meiner Ansicht lange Zeiträume. Die Umbildung, Faltung und Überschiebung der überlagernden Sedimente ist nicht Folge einer kataklismatischen Intrusion, noch weniger aber ist die Deformation der Massifs Folge der Sediment-Faltung, sondern die Umformung der Massifs, sowie der anlagernden Sedimente, erfolgte harmonisch und in langen Zeiträumen. Die Aufstauung der Granitmassen war begleitet von einer entsprechenden Auffaltung der angelagerten Sedimente. Die Umformung des plastischen Kernes

Digitized by Google

des Massifs vollzog sich ohne Bruch, die Umformung der Erstarrungs-Kruste, sowie der angelagerten metamorfen Sedimente aber musste notwendig z. T. rupturell erfolgen und nur bei anhaltender und gleichmässiger Beanspruchung konnte auch in diesem starren Complex plastische Umformung platzgreifen.

Die alte Intrusions-Hypothese, wie die Auffaltungs-Hypothese haben nicht gehindert, dass gute Aufnahmen der bez.

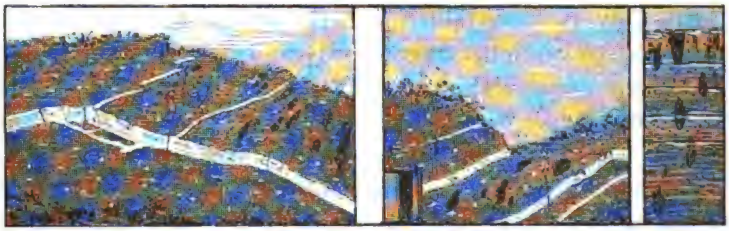


Fig. 374. Fig. 375. Fig. 376.

Gebiete ausgeführt wurden; sie erweisen sich aber als unzulänglich, sobald man sie in der Natur consequent anwenden will.

Secundäre Discordanz der primären Struktur-Elemente; Fächer-Struktur.

In der Untersuchung über Schlackenwald (Jb. geol. Reichsanst. 1880, p. 95) habe ich gezeigt, dass die Schlierenknollen in Folge von Druckwirkung sich mitunter discordant gegen die ursprüngliche Ordnungsfläche umlagern. Ich beobachtete im Granit jenes Gebietes auf weite Strecken Concordanz der hellen Schlierenblätter mit den zahlreichen im Magma eingebetteten dunklen Schlierenknollen. An einer Stelle aber zeigten sich die folgenden abnormen Verhältnisse: mächtige weisse Schlierenblätter bilden eine Synklinale und innerhalb dieser Synklinale stellen sich die dunklen Schlierenknollen, welche sonst parallel den weissen Blättern liegen, steil auf, wie Fig. 374, 375 (Schlackenwald) anzeigt. Die in einer Synklinale liegende Teigmasse wurde hier offenbar durch die Auf-

Digitized by Google

stauung der Eruptivmasse seitlich gepresst und die im Brei suspendirten dunklen Schlierenknollen und Linsen stellten sich mit ihrem grössten Querschnitt senkrecht gegen den Druck. Aber nicht bloss local treffen wir solche Umstellungen, auch in mächtigen Massifs beobachtet man oft auf weite Strecken eine secundäre Umstellung jener primären Elemente, welche zu einer derartigen Umstellung disponirt sind. Homogenes, körniges Material wird natürlich durch den seitlichen Druck nicht beeinflusst und die Schlierenblätter werden nur insofern beeinflusst, als sie faltig zusammengeschoben werden. Eine secundäre Umordnung aber greift Platz mit den blattförmigen Struktur-Elementen (Mineralen und Schlierenknollen).

Im Gebiete vieler Massifs habe ich diese Erscheinung beobachtet und constatirt, dass bald die primäre, bald die secundäre Ordnung vorwiegt und die Struktur der bez. Masse bestimmt. Meist waltet in den gestörten Gebieten die primäre Ordnung vor. Man beobachtet eine buckelige Anordnung der Fluctuation, der Schlierenblätter und der Bankung und innerhalb dieser concordanten Elemente erscheinen in den Pressungs-Gebieten die Schlierenknollen steil aufgerichtet. Die Knollen sind meist so untergeordnet, dass die bankige Abkühlungs-Klüftung durch ihre Existenz nicht beirrt wird. Lag ein im Magma secundär umgeordneter Schlierenknollen oder ein Krystall gerade in einer Fläche geringsten Widerstandes, so geht die Abkühlungs-Klüftung durch den Knollen bez. Krystall. Fig. 376 zeigt ein solches Vorkommen, in welchem die flache, primäre Struktur und die mit derselben harmonirende Bankung durch die secundär umgeordneten Schlierenknollen setzt.

Ein Versuch erläutert die secundäre Umlagerung: Man mischt einen schlierigen Teig mit Blättchen einer harten Substanz und übt eine seitliche Pressung aus. Das Magma bewahrt seine primäre Struktur, während die Blätter sich senkrecht gegen den Druck stellen.

Derartige secundäre Umlagerungen spielen insb. eine Rolle bei, zwischen mächtigen sedimentären Massen steil aufgestauten, Massifs. Ist die primäre Struktur in diesem Falle

Digitized by Google

nicht durch eine contrastreiche, schlierige Wechsellagerung scharf markirt, sondern ist das Magma ziemlich homogen und enthält es dafür reichlich blattförmige Elemente, so wird die primäre Struktur leicht vollständig verwischt durch die ungleich auffälligere secundäre Anordnung der blattförmigen Elemente. Es entsteht eine secundäre Parallel-Struktur, welche steil einschiesst und im Falle der Überkippung der Eruptivmassen gegen die Eruptivaxe convergirt. Der durch lange Zeit anhaltende Druck, welcher immer nahezu im gleichen Sinne wirkt, kann in einem Magma von besagter Beschaffenheit leicht jede Spur der primären Anordnung verwischen und an Stelle derselben eine auffällige secundäre Struktur erzeugen. Es ist denkbar, dass viele ursprünglich typische Granitmassifs im Laufe der Zeit eine Struktur erlangen, welche im Wesentlichen ident ist mit jener des Gneiss. Dazu kommt, dass dieselbe Flächenzone auch nach erfolgter Erstarrung wiederholt Dislocationen erleidet, wodurch eine echte Clivage erzeugt wird, welche die Parallel-Struktur noch prägnanter macht.

Endlich ist zu beachten, dass im Falle der steilen Aufstauung eines Massifs die secundäre Struktur in den tieferen Partien mit der primären Struktur coincidirt. Der herrschende laterale Druck hat nur in den oberen Horizonten der Fig. 373 Hindernisse zu überwinden; in den tieferen Partien dagegen fällt die durch Punkte markirte, secundäre Struktur mit der ursprünglich schlierigen Anordnung sowie mit der Bankung, welche im Contact zur Ausbildung gelangt, zusammen, während die höheren Horizonte allerdings eine Interferenz der verschiedenen Elemente aufweisen werden. War das Magma sehr schlierig, so wird in diesen oberen Partien die ursprünglich buckelige Struktur durch den Verlauf der Schlieren und der Bankung erkannt; war das Magma dagegen homogen und von vielen blattförmigen Elementen durchsetzt, so kann eventuell die ursprüngliche durch die secundäre Struktur vollständig überwunden werden.

Ist das Ausgehende der Eruptivmasse mit einer dicken Sediment-Decke überkleidet, so wird auch eine Durchwärmung

Digitized by Google

und Erweichung der Erstarrungs-Kruste platzgreifen und so kann selbst in diesen äussersten Partien jede Spur der ursprünglichen Struktur durch die secundären Einflüsse verwischt werden. Spätere Dislocationen erzeugen eine Clivage, welche die secundäre Struktur wesentlich unterstützt.

Ältere Ansichten über die Fächer-Struktur.

Woodward bezieht sich auf Steno, welcher beobachtet, dass die Schichten des Gotthard fächerförmig gegen die Axe des Gebirges einschiessen. Saussure beobachtet die Fächerstellung am Mt. Blanc. Bergmann, Marzari und andere folgen.[1]) Necker spricht die Ansicht aus, nach Erhebung des Massifs seien periferische Senkungen erfolgt und die Massen seien dementsprechend fächerförmig divergirend auseinander gefallen. Buch meint, in Folge der Erstarrung würden die Massen gegen das Centrum eingesogen. Anderen Ortes spricht er die Ansicht aus, der Granit sei eine keilförmige Intrusivmasse, welche die Sedimente auseinander getrieben habe.

Die Intrusionisten fassen die Fächer-Struktur als Clivage-Fänomen auf, während die Vertreter der Faltungs-Hypothese die Fächer einfach als überschobene und aufgebrochene Antiklinalen bezeichnen.

Balzer, welchem wir eine ausführliche Darstellung der betreffenden Verhältnisse verdanken, kritisirt die verschiedenen Anschauungen (cit. p. 218). Er neigt sich der Faltungs-Hypothese zu, indem er die Eruptivität der Gneisse und vieler Gneiss-Granite in Zweifel zieht. Der Mangel von Gängen und Strömen in der Periferie der Massifs, sowie das junge Alter der Aufstauung, welches zur Annahme sehr später Intrusion zwingt, macht nach seiner Ansicht die Intrusions-Hypothese unwahrscheinlich. Er modificirt die Faltungs-Hypothese, indem er sie als chronischen Prozess auffasst und die Contact-Discordanz durch Erosion und discordante Überlagerung während des Faltungs-Vorganges erklärt.

[1]) Saussure: § 656. Studer: Gesch. p. 201. Favre: Savoie, III., 123, 133. Geschichte der bez. Anschauungen. Balzer: Jb. Min. 1878, p. 450, und Balzer: Berner Oberland, 1880, p. 209.

Digitized by Google

Die ausserordentliche Verwicklung der genetischen und tektonischen Verhältnisse wird wesentlich erhöht durch den Umstand, dass man eben vielfach eine Fächer-Struktur an Massen antrifft, über deren eruptive oder sedimentäre Natur Zweifel herrschen.[1]) Mögen (nach Sharpe) in Schottland die Antiklinalen der fächerförmigen Gneiss-Massifs erhalten sein, oder mögen sie, wie bei uns in den Alpen, fehlen, immer lassen sich zwei gegnerische Ansichten vertreten; entweder haben wir es mit aufgefalteten Sedimenten zu tun oder aber mit Granitmassen, welche durch intensive mechanische Einwirkungen während des Erstarrungs-Prozesses eine secundäre Struktur erlangten (die nachträglich eventuell durch Clivage unterstützt werden mochte). Der häufige Mangel von Contact-Bildungen, Apofysen, Gängen und Flanken-Strömen spricht nicht gegen eine solche Annahme, da man ja diese accessorischen Erscheinungen auch in der Nachbarschaft echter Granit-Massifs häufig vermisst.

Die Fächer-Struktur kann sich also ausbilden:

1. in steil aufgestellten oder überstülpten Eruptiv-Massifs, indem die ursprüngliche Anordnung durch schlierige Umstellung z. T. unterstützt, z. T. verlöscht wird;

2. trifft man unzweifelhafte sedimentäre Fächer; strittig sind die Gneiss-Fächer, welche in einigen Fällen gemeine sedimentäre Fächer, in anderen aber metamorfe Eruptiv-Fächer sein mögen.

Bildung der Massifs mit Flankenströmen und Überschiebung.

Ein in mässig tiefem Meer erfolgter Massen-Erguss, welcher durch Nachschübe lebendig erhalten wird, wächst allmählig lateral und vertical an, bis er zum Massif wird. Es ist durchaus nicht notwendig, dass die Massen, solange Nachschübe erfolgen, von einer mächtigen Wasserschichte bedeckt bleiben; die Emersion hat auf die Kruste keinen Einfluss, die Nachschübe aber werden selbst nach erfolgter Trockenlegung unter dem Druck der schon geförderten, z. T. starren, z. T. plasti-

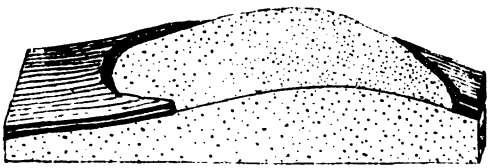
[1]) Studer, Gümbel cit. Lory: Dauphinee u. C. R. 1878, Vol. 86, p. 998.

Digitized by Google

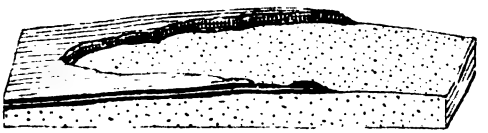
schen Massen in der Tiefe granitisch erstarren. Ein Massif kann also trocken gelegt werden und im terrestren Stadium durch Nachschübe lebendig erhalten werden. Die mächtige Erstarrungs-Kruste kann sogar durch Erosion angegänzt werden und doch können in der Tiefe von einigen 100 *m* plastische Nachschübe erfolgen.

Die Nachschübe müssen, wenn sie das Massif lebendig erhalten sollen, continuirlich oder doch häufig erfolgen, solange das Massif klein ist; je grösser das Massif wird, desto längere Pausen verträgt es aber, ohne zu erstarren.[1])

Die Kruste kann sich rupturell (pseudoplastisch) in der Weise umgestalten, wie die Kruste der Lavaströme; die han-



378



379

genden Massen können (sammt den sie überkleidenden Sedimenten) allmählig absinken, wie a. O. gezeigt wurde (s. „Randzone"), und junge Sedimente können sich über der Massifkuppe ablagern, während dasselbe Massif an den Flanken von den alten Sedimenten überlagert erscheint.

Sedimente werden über der Kuppe des Massifs mit geringer Mächtigkeit (oder gar nicht) abgelagert und in diesen Gebieten zuerst erodirt (da der Gipfel zuerst trocken gelegt wird); daher trifft man so häufig Granitkuppen, welche aus dem Schiefer aufragen. In der Regel ragen die Granitkuppen viel höher auf, als der sie umsäumende Schiefermantel[2])

[1]) Der Inhalt wächst kubisch, die Oberfläche quadratisch, daher der Wärmeverlust relativ geringer, je grösser die Masse wird.

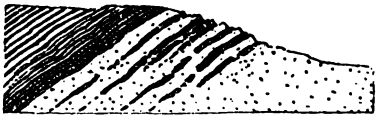
[2]) Massifs der Alpen, Harz, Cornwall, Fichtelgebirg, Mt. Capanne etc.

Digitized by Google

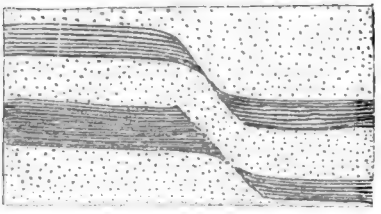
(Fig. 378), während der umgekehrte Fall (Fig. 379) seltener vorkommt. [1])

Die Erosion und das Relief derartiger Gebiete werden durch die ursprüngliche Anordnung der Eruptivmassen bestimmt. Die Eruptivbuckel bleiben als Höhenzüge erhalten, die Bäche und Gletscher halten sich an die zwischen den Eruptivbuckeln bestehenden Depressionen. Zwischen der Eruptivmasse und dem angrenzenden Sediment-Mantel verlaufen gleichfalls gemeiniglich Täler; im Falle der Fig. 378 bilden die Sedimente mitunter einen scharf modellirten Circus. [2])

390



390a



390b

Flanken-Ergüsse. — Das Massif kann ausschliesslich durch intrusive Nachschübe aufgebaut werden, doch kommt es auch häufig vor, dass neben den intrusiven Nachschüben oder auch nach erfolgter Erstarrung des Massifs Eruptivmassen durchbrechen und Flankenströme abfliessen. Erfolgt diess während der Submersion des Massifs, so resultirt eine mehrfache Wechsellagerung von eruptiven und sedimentären Blättern. [3]) (Profile Fig. 380, 381.)

Durch intrusive Nachschübe können diese Systeme dis-

[1]) Der Schiefer ragt höher als der Granit im Riesengebirg, Freiberg, Flöha, Granulit von Sachsen etc.

[2]) Der Circus von Oisans hat 20 *km* Durchmesser, er besteht aus Gneiss, welcher über einer Granitbasis (bis 4000 *m* hoch) aufragt.

[3]) Wechsellagerung von Granit und Schiefer oder Kalk in der Nachbarschaft der Massifs. Charpentier: Pyren. Hitchcock: Geol. Mass. 1833. Macculloch: Geol. II., 149. Hawkins: Trans. Geol. Cornwall, II., 380. Gumprecht: Karsch. Arch. 1837, p. 510, 533. Blöde: Jb. Min. 1841, p. 507. Weaver: Trans. geol. soc. V., 171. Dumas: Bul. geol. 1846, p. 573. (S. Henry Mts. Capanne, Adamello.)

Digitized by Google

locirt und in einzelne Schollen aufgelöst werden [1]) (Profil Fig. 380 *a b*), ja mitunter wird das Contactgebiet strichweise in ein wirres Agglomerat sedimentärer und eruptiver Schollen, Brocken und Fetzen verwandelt.

Fig. 381 zeigt eine Gneisslage im Granit, welche in einzelne Schollen aufgelöst ist (nach Kjeruff). Nach meiner Ansicht wurde in diesem Falle der untere Granit zunächst von einer dünnen Sedimentlage (Gneiss) bedeckt, dann wurde

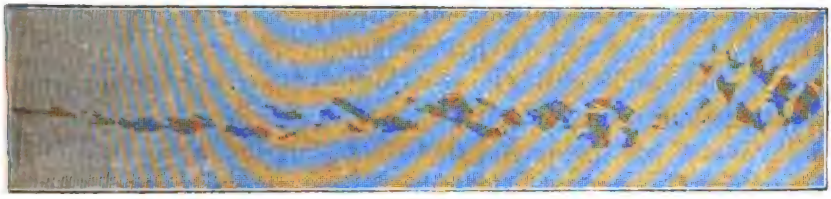


Fig. 381.

dieser vom oberen Granit überströmt, schliesslich wurde der Complex (in Folge intrusiver Nachschübe) gezerrt, daher die Gneisslage in Schollen aufgelöst erscheint.

Sedimente im Contact der Massifs; Contact-Discordanz.

Im Hangenden der Massifs trifft man oft verwickelte Contact-Erscheinungen. Ausser den im Schiefer eingebetteten Granitlagern (Flankenströme) trifft man Sedimente, welche den massigen Karakter der Eruptiv-Gesteine nachahmen (granitoide Gneisse). Derartige Gesteine bilden sich im Contact [2])

1. weil das sedimentäre Material in der Nachbarschaft der Massifs ursprünglich z. T. in genetischem Zusammenhang steht mit jenem der Massifs (zerbröckelte Eruptiv-Gesteine und Tuffe; tuffogene Sedimente);

[1]) Derartige Granitlager in der Periferie der Granitmassifs werden derzeit, selbst wenn keine Discordanzen existiren, ganz allgemein als „Lagergänge" missdeutet.

[2]) Pötsch: Granit 1803, Jb. Min. 1847, p. 308. Naumann: Geogn. 1854, II., 178, 207.

Digitized by Google

2. weil die Hangendschichten in Folge der Durchwärmung in einen magmatischen Zustand versetzt, schliesslich granitische Struktur annehmen;

3. weil intensive mechanische Bewegungen gerade in der Contactzone sich abspielen, wodurch eine hochgradige mechanische Metamorfose bewirkt wird;

4. weist der eruptive Granit im Contact oft eine Plattung auf, welche in Folge der Contact-Verschiebungen oft zusammenfällt mit einer intensiven Streckung und Auswalzung der plattigen Struktur-Elemente, wodurch der echte Granit eine gneissige Struktur annimmt.

Es nehmen also die Gneisse nahe dem Granit oft granitische Struktur an und umgekehrt nimmt der Granit nahe dem Gneiss oft gneissiges Gefüge an, wodurch die Bestimmung der Grenze erschwert wird.

Discordanz im Hangenden der Massifs ist eine gemeine Erscheinung. Wurden die Ergussmassen auch ursprünglich concordant von Sedimenten überlagert, so wird doch in Folge der intrusiven Nachschübe die anfängliche Harmonie häufig gestört. Die Erstarrungskruste der Eruptivmasse, sowie die sedimentäre Decke über derselben werden gestaut, zertrümmert und in Brezzien umgewandelt; der Eruptivbrei umschliesst die einzelnen Schollen und dringt intrusiv in die hangenden Sedimente ein. Die tieferen Partien der metamorfosirten Sedimente können in Folge der magmatischen Glut so weit durchweicht sein, dass sie an allen Bewegungen der Eruptivmasse harmonisch Anteil nehmen; eine innige Verwachsung und Assimilation der Sedimente mit den liegenden Eruptivmassen herrscht in dieser Region und die einzelnen Partien der Sedimente verhalten sich bei erfolgender Bewegung ebenso wie Schlieren.

Die höheren Partien der Sedimente sind dagegen zwar metamorfosirt, doch starr, und werden durch die aufdringenden Massen zu Schollen zertrümmert. Demgemäss treffen wir in der Contact-Region alle Übergänge von der Trümmer-Struktur bis zur Verschweissung und plastischen Durchdringung der sedimentären und eruptiven Materialien.[1])

[1]) Beobachtungen der sächsischen Geologen zu Ende des vorigen

Digitized by Google

Bei mehreren Autoren trifft man die Behauptung, gewisse Massifs seien im starren oder halbstarren Zustande durch die Erdkruste emporgestossen worden.[1]) Nach meiner Ansicht handelt es sich in diesen Fällen entweder um Überschiebung der Sedimente durch Granit oder um Contact-Discordanz, welche, wie gesagt, bis zur Verknetung zwischen Granit und Sediment führen kann.

Chemische und mechanische (plastische und rupturelle) Umformungen, Gleitflächen, Reibungs-Brezzien, Quetschung und Streckung, Durchknetung der Sedimente und Eruptivmassen, eruptive und pseudo-eruptive Fänomene spielen in der Contactzone der Massifs eine grosse Rolle.[2])

Diese Fänomene halten sich nicht nur an den unmittelbaren Contact, sondern beherrschen eine Zone von wechselnder Mächtigkeit, sodass man auch Discordanzen, Reibungs-Brezzien, Durchknetung etc. zwischen den verschiedenen Sedimenten, welche das Massif ummanteln, antrifft.

A. O. (Karlsbad) wurde erwähnt, dass häufig metamorfe Schiefer in Form von Kuppen auftreten und dass man unter diesen Kuppen als Ursache derselben Eruptiv-Massifs erwarten darf, deren Hauptgänge mit der Achse der Schiefer-Ellipse zusammenfallen.

In derartigen Schieferkuppen trifft man oft secundäre Discordanzen, welche durch das intrusive Anwachsen der Massifs verursacht sind. Ich rechne hierher u. a. die Granulitkuppe von Sachsen.[3])

Diese elliptisch begrenzte Kuppe hat 19×45 *km* Durchmesser und wird vom Gneiss und Glimmerschiefer wie von einem Wall ummantelt. Die letzteren ragen 50—100 *m* höher auf, als der Granulitrücken. In der Mitte des Granulites tritt ein Granitzug auf, welcher etwa gleichzeitig mit dem Gra-

Jahrhundertes. Einige Bilder, welche diese Verhältnisse veranschaulichen, gibt Kjerulf: Nyt. Mag. Naturvid. 1835, p. 236, und Kjerulf: Geol.

[1]) Maculloch: Geol. Trans. Vol. 2, p. 307. Lyell: Element. Geol. 1871, p. 558. Lepsius: Tirol. Lehmann: Kryst. Schiefer, 1884, p. 236.

[2]) S. Balzer: Berner Oberland, 1880, p. 177, 241 f.

[3]) Naumann: Erläuter. Geogn. Sachsen. Vol. 2, p. 13 und Geognosie, 1854, II., p. 157, 190. Credner: Granulitgeb. Geol. Erläuter. Sachsen, 1884.

Digitized by Google

nulit zu sein scheint: Der Granit unterlagert z. T. den Granulit, z. T. stosst er steil an demselben ab (Intrusionen). Ein Lappen von Gneiss reicht vom Wallgebiet herein in das Gebiet des Granulites.

Der Granulit wird von Credner als Facies der Gneiss-Formation bezeichnet; die einzelnen Glieder des bez. Complexes bilden oft vicarirende, linsenförmige Massen.

Gegen den Rand des Massifs trifft man vorwiegend concordante Wechsellagerung und Übergänge zwischen Granulit und Schiefer; im steil gestauten centralen Teil des Massifs aber herrscht Discordanz vor. Die Stauung streicht in gleicher Richtung mit der grossen Achse des Massifs (NO.), doch kommen auch quer gegen das Massif verlaufende Knickungen und Faltungen vor; neben der Haupt-Verwerfung haben also auch Quer-Dislocationen eine Rolle gespielt.

Ich stelle mir vor, dass die Granite der centralen Granulitmasse Teile eines Granitmassifs sind, welches den Granulit weithin unterlagert. [1])

Regionale Überschiebung. Sierra Nevada.

Die Sierra ist ein von tiefen, W. streichenden Schluchten durchfurchtes, überwaldetes Plato-Gebirge, welches von der californischen Ebene gegen O. sanft bis über 4000 *m* ansteigt, gegen die östliche Wüste (von Nevada) aber rasch und steil abstürzt. [2]) Im Hochgebirg beherrscht der Granit (Syenit-Granit

[1]) Naumann betrachtet den Granulit (auf Grund der secundären Discordanzen) als eruptives Massif; dagegen betont Hochstetter die Concordanz und Wechsellagerung von Granulit und Schiefer und bezeichnet sie als gleichzeitige, metamorfe Sedimente (Jb. geol. Reichs. 1854 p. 2). Ich betrachte den Granulit als tuffogenes Sediment, welches ein Eruptivmassif umkleidet. Ähnliche Verhältnisse trifft man beim Granulit in den Vogesen. Rozet: Bul. geol. 1834, p. 136. Fournet: Bul. geol. 1845, p. 497.

[2]) Whitney: Geol. Cal. 1865. Whitney: Aurifer. Gravels, Mem. Mus. Cambridge, 1880. Reyer: Sierra Nevada. Jb. Min. Beil. Vol. 4, 1885, p. 296, 314. Reyer: Gold in Californien, Peuss. Z. Berg. Hütt. 1885. Neumayr (über die Fossilien dieses Gebietes) Denkschr.. Akad. Wien, Vol. 40.

Digitized by Google

und Tonalit) eine Zone, welche ein bis zwei Tagreisen breit ist, gegen die californische Ebene aber trifft man steil aufgerichteten Schiefer mit eingelagerten Diorit-Linsen und Zügen. Diese Gebilde werden von terziärem, goldführendem Alluvium, dieses aber wird von jungen Lava-Decken überlagert. Im Süden herrschen Trachyte vor, im Norden dominirt

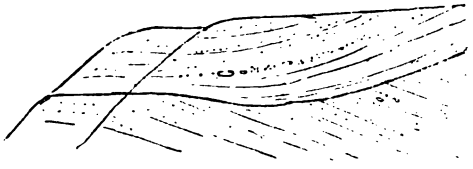


Fig. 382.

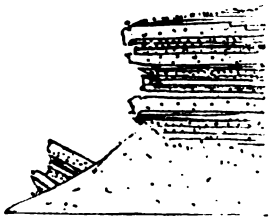


Fig. 383.

Hornblende-Andesit. Das terziäre Alluvium wechsellagert mit Tuffbänken; ältere Tuffmassen sind erodirt und von jüngeren Tuffen überlagert (Fig. 382); die alluviale Tätigkeit und die Tuff-Förderung haben also alternirend angehalten, nachdem der Fuss der Sierra trocken gelegt war. Die Trachyt-Tuffe sind gleich jenen von Neapel zementirt; mit steilen Wänden und Gesimsen brechen die Tuffplatos gegen die Täler nieder, abgestürzte Gesimse-Trümmer liegen in den Schutthalden zu Füssen der Terrassen (Fig. 383).

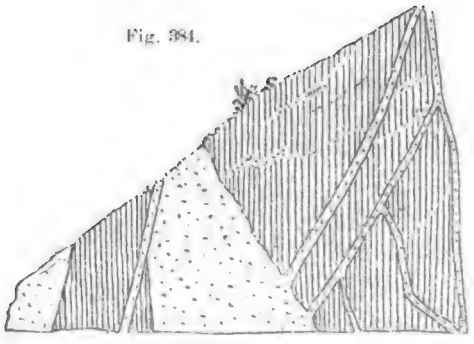


Fig. 384.

Mehrfach sieht man die steil aufgerichteten Schiefer von Trachyt- und Andesit-Gängen durchbrochen (Fig. 384, die grosse Masse in der Figur ist ein im Streichen geschnittener Gang).

Im S. beherrscht der Trachyt nur eine schmale Zone der Fusshügel, gegen N. aber wird die Zone immer breiter und schliesslich erscheint das ganze Grundgebirge von mächtigen

Digitized by Google

Andesit-Massen bedeckt. Diese liegen jedoch meist nicht ruhig wie der Trachyt im S., sondern sie erscheinen auf weite Strecken zerrüttet. Man kann die einzelnen Tufflager und Ströme in wenigen Fällen trennen, die Massen stellen ein wirres, meist schwach zämentirtes Getrümmer dar. Diese Zertrümmerung ist eine Folge der bis in die jüngste Zeit

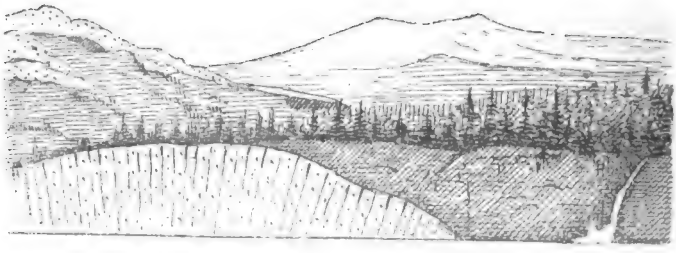


Fig. 385.

anhaltenden Dislocationen, welche die Sierra beherrschen.

In beschränkten Gebieten der hohen Sierra ist jedoch die ursprüngliche Lagerung der Massen noch ziemlich ungestört. Die einander überlagernden Lavaströme sperren mitunter die Täler und bedingen die Aufstauung von Seen. So

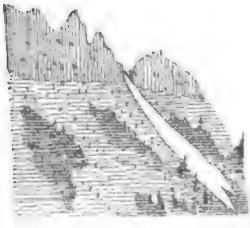


Fig. 386.

Fig. 387.

entstand Weber-Lake, dessen Abfluss Fig. 385 darstellt. Über die teilweise zerstörte Andesit-Barre stürzt der Abfluss des Sees als Wasserfall und setzt seinen Weg in der breiten Erosions-Schlucht fort. (Der von Andesit überlagerte, säulenförmig zerklüftete, helle Strom besteht aus Trachyt.)

Diese einzelnen Ergüsse stammen von mächtigen Vulkanen, welche auf dem granitischen Grundgebirge aufruhen.

Digitized by Google

Beim Anstieg zu einem dieser Vulkane (Lola Pick) übersieht man riffige Terrassen von Tuffbrezzien und Andesit-Strömen, welche mit 20—35' vom Centrum talwärts sich neigen. Im Gebiete der Tuffbrezzien breiten sich dunkle Krummholz-Teppiche, welche von den hellen Schutthalden und Schneefeldern scharf abstechen (Fig. 386). In Fig. 387 sieht man den Rest eines kleinen Trachyt-Stromes, dessen Zusammenhang mit dem Gang, aus dem er hervorbrach, blossgelegt ist. Fig. 388 zeigt eine isolirte Andesit-Kuppe, deren oberer Teil in Folge der raschen Abkühlung in armdicke Säulen zerklüftet ist, während die untere Partie entsprechend der langsameren Abkühlung doppelt so dicke Säulen aufweist. Die Lava war in diesem Falle so zäh, dass sie trotz der Neigung des Gehänges nur wenig vorrückte, sondern sich an Ort und Stelle steil aufkuppte.

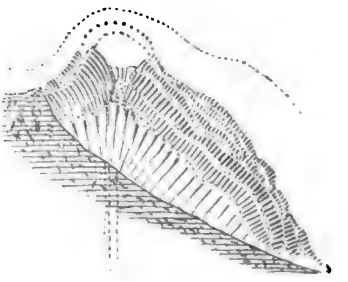


Fig. 388.

Im Gipfel-Gebiete des Vulkanes häufen sich die Tuffmassen, die Ströme neigen sich periferisch im Sinne der Gehänge talwärts, Radialgänge treten hervor.

Soweit sind noch manche der erloschenen Vulkane der mittleren Sierra erhalten; weiter gegen N. aber treffen wir immer mächtigere und schärfer ausgeprägte Vulkane. Die vulkanische Tätigkeit hat im N. eine stärkere Entfaltung und sie ist auch im N. später erloschen.

Bedeutende Verwerfungen des Grundgebirges giengen den jungen Eruptionen voraus. Strichweise erscheint das granitische Gebirg (im Osten) in Stufen aufgelöst, welche hoch anstehen, dann folgt wieder eine Zone, in welcher der Granit tief versunken ist. Hier wie dort aber sind die Lavamassen aus den Verwerfungs-Spalten aufgequollen und haben das stufige Grundgebirge überdeckt und verhüllt.

Einen trefflichen Aufschluss bietet der nordöstliche Hochgipfel jenes Massifs, welches zwischen Bronco und Reno liegt. Der Granit steht in einzelnen Verwerfungs-Stufen und Pfei-

Digitized by Google

lern hoch an und ist von Andesit überdeckt (Fig. 389). Während im Tal von Bronco kein Grundgebirge ansteht, erheben sich hier die Granitstufen etwa 1000 *m* über die Talsohle.

Vielfach wird das moderne Relief durch diese jungen Verwerfungen bedingt; das Bowman-Tal wird durch eine Quer-Verwerfung bestimmt. Indepedence-Lake ist, wie Profil-Modell Fig. 390 zeigt, gleichfalls ein Verwerfungs-See (rechts Vulkan Lola) etc.

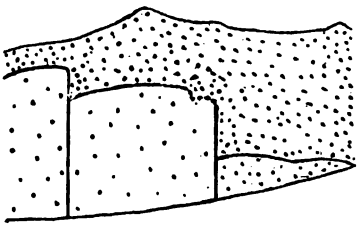


Fig. 389.

Die Verwerfungen haben nicht das ganze Gebiet der Sierra beherrscht, sondern vorwiegend jene Partien, welche von den jüngeren Eruptivmassen bedeckt wurden. In der südlichen Sierra ist nur die Zone der Fusshügel von Verwerfungen durchsetzt, während das Hochgebirge meist unzerklüftet ist; dementsprechend brach auch nur in den Fusshügeln Lava hervor. In der nördlichen Sierra hingegen ist auch das ganze Hochgebirge von Verwerfungen durchsetzt, welche den Durchbruch der Lava gestatteten.

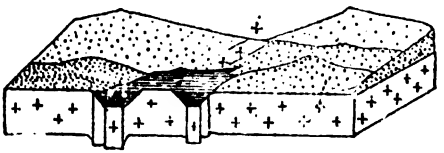


Fig. 390.

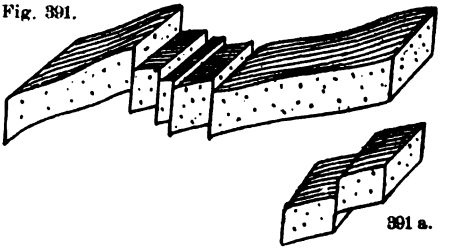
Während der Eruptions-Epoche vollzogen sich also bedeutende Verwerfungen; dieselben haben aber strichweise auch nach Abschluss der Eruptionen angehalten und sie dauern an bis in unsere Tage, wie die Aufschlüsse im Fordyce-Tal zeigen.

Der ganze granitische Talboden und die Gehänge sind auf weite Strecken hin kahl und (glacial) striemig geschliffen. Die so präparirten Flächen sind strichweise in hohem Grade verworfen und zerrüttet. Stufenweise erscheinen die Massen verrückt in der Weise, wie Fig. 391 zeigt; fast immer sind die höheren (östlichen) Teile des Gebirges gesunken, nur ausnahmsweise beobachtet man den umgekehrten Fall

Digitized by Google

(Fig. 391 a). Als Regel kann man (hier und in anderen Teilen der Sierra) aufstellen, dass die ursprüngliche Steilheit der Sierra durch diese jungen Dislocationen gemildert und ausgeglichen wurde.

Fig. 391.



391 a.

Die im Fordyce-Tal beobachteten Verwerfungen sind meist jünger als die Eiszeit, weil die glacialen Schliffe der einzelnen Stufen an den Kanten der Verwerfungs-Stufen scharf abschneiden, um auf der nächsten Stufe wieder ebenso scharf fortzusetzen. In einigen Fällen beobachtete ich aber auch, dass die Verwerfungs-Kante abgeschliffen ist (Fig. 392). Ein Teil der Verwerfungen ereignete sich also noch während der Eiszeit; der grössere Teil der Dislocationen aber ist sicher jünger. Ausser jenen Verwerfungs-Stufen beobachtet man auch strichweise klaffende Spalten, verzerrte, verschobene Partien, ja in einzelnen Zonen löst sich das ganze Granitgebirge zu einem steinbruchartigen Gewirre von Blöcken auf.

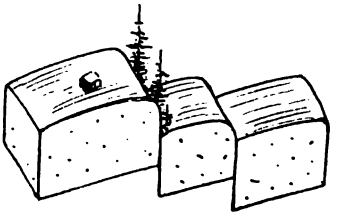


Fig. 392.

Strichweise sind die durch die Verwerfungen entstandenen

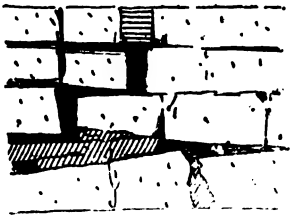


Fig. 393.

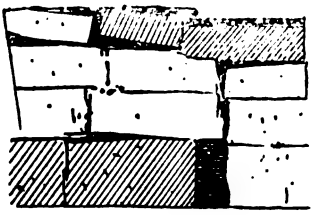


Fig. 394.

Klaffe und Hohlräume mit Erde erfüllt und z. T. überwachsen, in vielen Zonen aber haben Ausfüllung und Vegetation nicht vermocht, mit den anhaltenden Dislocationen

Digitized by Google

Schritt zu halten. Da klaffen die Spalten und Hohlräume in der Weise wie Fig. 393, 394 zeigt; das ganze Hochtal bietet ein Bild wildester Zerrüttung.

Wiederholte Erdbeben beweisen, dass diese Dislocations-Prozesse fortdauern. (S. Beben.)

Das Grundgebirge; Beziehungen der Granite und der Diorite zum Schiefer.

Unter den beschriebenen jungen Deckengebilden steht das Grundgebirge an, welches in der südlichen Sierra fast vollständig entblösst ist, während es im N. von den jungen Gebilden grossenteils verhüllt wird.

Die Schiefer streichen mit dem Gebirge und fallen meist steil gegen dasselbe ein. Sie enthalten Diorit-Einschaltungen, welche bald untergeordnete Kuppen und Lager (Fig. 395) bald steil einschiessende, mächtige Massifzüge darstellen, an die sich der Schiefer concordant mit steilem Fallen anschmiegt. Wo die Diorite auftreten, werden sie häufig begleitet von Feldspat-Sandstein, welcher mit dem Diorit in genetischem Zusammenhang steht (tuffogene Sandsteine).

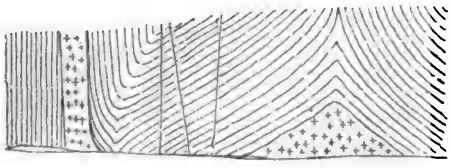


Fig. 395.

Die Zusammensetzung der Diorite schwankt mineralogisch und texturell bedeutend: [1]) vom Afanit bis zum grobgranitischen Gestein führen Übergänge; zonenweise treten Syenit-Granit und Granit in den dioritischen Linsen auf, durch Übergänge mit dem basischen Magma verbunden; andererseits stellt sich auch Augit im Diorit ein. (Übergänge in Diabas.) Entsprechend trifft man neben dem dunklen Feldspat-Sandstein auch helle Sandsteine (selten quarzitische Lagen) in der sedimentären Zone, welche diese Eruptivzüge begleiten, kurz die Variation der eruptiven Facies wird von einer entsprechenden Wandlung der sedimentären Facies begleitet.

[1]) Petrografische Untersuchung von Dr. Schuster. Jb. Min. Beil. 1887.

Digitized by Google

Die milden Schiefer und die harte Sandsteinzone bedingen oft einschneidende Relief-Contraste: Fig. 396 zeigt den Übertritt des Flusses Merced aus der harten Sandsteinzone in die Zone der milden Schiefer (bei Don Pedro's Bar).

Der Feldspat-Sandstein ist durch das Vortreten einer sanft gegen das Gebirg fallenden Clivage flach terrassirt. Der Fluss hat in diese terrassirten Massen eine enge Schlucht ausgetieft; sobald er aber in die weiche Schieferzone eintritt, senkt sich das Relief und das Land wird flach, der Fluss steigt mit einem starken Fall von seiner harten Hochstufe nieder und setzt dann seinen Weg im breiten Bett ruhig fort.

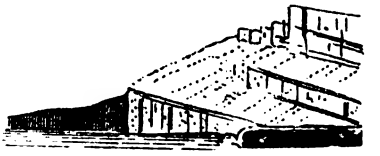


Fig. 396.

Die Granite der Hoch-Sierra sind im Süden meist Syenit-Granit und Tonalit, gegen N. kommt ächter Granit zur Herrschaft.[1]) Wo die Schieferzone an diese mächtigen Eruptivmassen herantritt, zeigt sie eine petrografische Abhängigkeit von den letzteren: im S. kommen dunkle Schiefer (mit Einlagerungen von Dioritlinsen) vor, im N. herrschen helle massige Feldspat-Sandsteine und Quarzite vor.

Innerhalb der Eruptivmassen beobachtet man häufig Differenzen, dunklere und hellere Massen sind gemischt: ausnahmslos erscheinen auch hier die letzteren als die jüngeren durchbrechenden; die dunklen Gesteine erscheinen bald in Form scharfer Fragmente, bald zeigen die Stücke aufgelöste Ränder, bald endlich sind beide Massen schlierig verbunden. Die granitischen Massen zeigen in den oberen Teilen der Ergüsse eine Neigung zu ausgezeichneter Zwiebelstruktur,[2]) die tieferen Massen hingegen sind nie gebankt Hier wie anderwärts zeigen sich im Granit Schlieren und

[1]) Granitische Schlieren treten schon NW. vom Yosemite auf. Auf dem Weg Crocker—Hamilton gehen die granitischen Eruptivmassen im Contact mit dem Schiefer strichweise in Orthoklas-Porfyr und Quarz-Porfyr über.

[2]) Whitney hebt diese Struktur hervor und erklärt sie als Abkühlungs-Fänomen (s. „Bankung").

Digitized by Google

Einschlüsse, welche steil und unabhängig von der Zwiebelstruktur der Massen verlaufen.[1])

Als besonderes Merkmal des südlichen Granitgebietes hebe ich hervor, dass die Granitmassen im allgemeinen unzerklüftet sind. Nur einzelne Verwerfungszonen existiren; sie offenbaren unserem Blick tausendmetrige unzerklüftete Granitwände, dergleichen in Europa nicht existiren. Sind nun, wie diess im Yosemite zutrifft, die Eruptivmassen nicht gleichmässig gemischt, so ist man durch jene gigantischen Wände in die Lage versetzt, an den streifigen Zeichnungen der Eruptivmasse die Bewegungen zu erkennen, welche der Eruptivbrei ausgeführt hat. Ich habe in anderen Arbeiten gezeigt, dass derartige Massen sich fladenförmig ausbreiten und dass die Nachschübe eine domförmige Auftreibung (Quellkuppe) über der Eruptions-Spalte bedingen. Durch Experimente habe ich diess veranschaulicht. Im Yosemite sah ich nun am Capitan die folgende, mit der Kuppe harmonirende Aufstauung der dunklen Schlieren (Fig. 397): die genetische Bedeutung dieser Erscheinungen wird durch die beigegebene Experimental-Figur 398 erläutert.

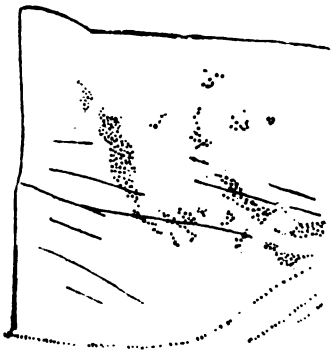


Fig. 397.

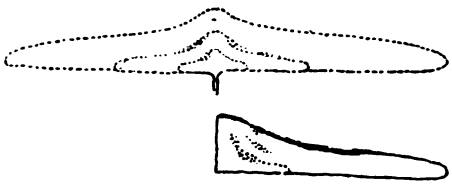


Fig. 398.

Diess eine Beispiel ist typisch. Das ganze Yosemite zeigt solche kuppige und steil abgeklüftete Eruptivmassen. Whitney hat zuerst die Ansicht aufgestellt, dass das ganze Tal ein Bruch- und Senkungs-Gebiet sei; die Verhältnisse liegen so klar, dass man an der Richtigkeit dieser Anschauung nicht zweifeln kann. Die Eruptivmassen zu beiden

[1]) Schlierengänge oder steile Stellung der Schlierenknollen in Folge lateralen Druckes.

Digitized by Google

Seiten des Tales sind massig und unzerklüftet, nur die nicht unter den Talgrund versunkenen Verwerfungspfeiler zeigen eine scharfe, mit der Richtung des Tales harmonirende Klüftung. Die Klüftung und das ganze Tal setzen ohne Rücksicht durch die Depressionen der Granitmassen, wie durch die Hochkuppen. Die Schlucht ist nahezu 1 *km* tief (und stellenweise nicht viel breiter); keine Seitentäler ähnlicher Art münden in dasselbe, sondern die Gewässer fliessen über das kuppige, waldige Hochplato herzu und stürzen dann über die Wände hinab in das zerklüftete Senkungs-Gebiet.

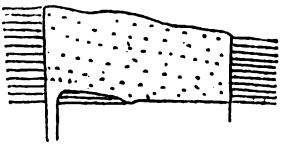


Fig. 399.

Die östlichen Abstürze und das Senkungsfeld.

Während die westliche Sierra sanft ansteigt, stürzt das Gebirge gegen die östliche Hochwüste von Nevada steil ab. Hier treffen wir nicht Eruptivzüge mit steil eingefalteten Sedimenten, sondern die paläozoischen Quarzite (und Schiefer), welche meist flach liegen, sind in Stufen aufgelöst, welche durch gewaltige Quer- und Längs-Verwerfungen in verschiedenes Nivo gerückt sind. Die Senkungsfelder zwischen diesen Stufen aber sind mit Granit ausgefüllt.

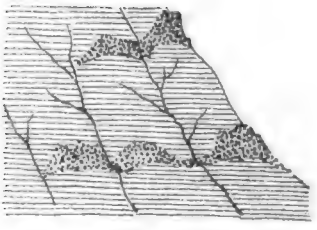


Fig. 400.

Fig. 399 stellt das Profil durch eine derartige mit Granit erfüllte Verwerfungsstufe (Kastenbruch) dar.

Diorit-Durchbrüche beherrschen das ganze Absturzgebiet; ein Teil der mächtigen (durch die Gebirgsabstürze im Streichen angeschnittenen) Quergänge von Diorit, welche das nördliche Gehänge von Millcreek durchsetzen, ist in Fig. 400 dargestellt. Die Dioritgänge sind, wo sie den Granit in der Taltiefe durchsetzen, mit demselben innig verschweisst (z. T. Übergänge), während die Gesteine sich in den höheren

Digitized by Google

Regionen scharf trennen. Der Granit in der Tiefe war also noch nicht ganz erstarrt, als die Durchbrüche erfolgten. Der Diorit ist in diesem Gebirgsteil durchaus jünger als der Granit (während die Syenit-Granite und Tonalite der westlichen Sierra ausnahmslos jünger sind als die von ihnen durchbrochenen alten Diorite).

Im Osten dieses Gebirges herrscht das Senkungsfeld von Nevada. Am Boden dieses wüsten Senkungsfeldes steht hier und dort das versunkene Grundgebirge (Granit etc.) an. Miocäne Sedimente wurden in diesem tiefen Gebiete nachgewiesen; zu dieser Zeit dürfte die Senkung also wohl schon beträchtlich gewesen sein. Die Ebene sammt dem abflusslosen Salzsee Mono[1]) sinkt in immer tieferes Nivo, die Abstürze der Sierra sammt den an ihnen haftenden älteren See-Terrassen erheben sich immer höher über die Ebene. Im Osten existirt keine entsprechende See-Terrasse, die Erhebung der westlichen Terrasse über den See dürfte also auf die Verwerfung und nicht (wie beim Salzsee von Utah) bloss auf die Abnahme der Wassermassen zurückzuführen sein. Dass die Verwerfungen der östlichen Abstürze auch nach Abschluss der Glacialzeit angehalten haben, beweist die Tatsache, dass die Gletscher-Schliffflächen (des oberen Bludy Cannon) vielfach durch Verwerfungen stufig verschoben erscheinen. Dass die Dislocationen noch heute fortsetzen, bezeugen die Erdbeben, welche den östlichen Bruchrand wiederholt heimsuchen. Die von anhaltenden Beben begleitete moderne Verwerfung von Owens Valley erzeugte eine Stufe von 2—5 *m* Höhe.

Die Eruptivmassen des Senkungsfeldes von Mono haben verschiedenen Karakter. Südlich vom See tritt ein mächtiger Zug von Bimsstein-Vulkanen auf; die ganze Gegend ist von Bimsstein-Lapilli bedeckt; der leichte vulkanische Staub lässt sich weit in die östliche Wüste hinein verfolgen.

Mehrere Obsidian-Ströme reichen von den verwischten und ausgeglichenen weissen Kratern herab zum Fuss der Berge; lagenweise ist das Material dunkel, glasig, lagenweise

[1]) Das Salz des Monowassers enthält nach Mathews auf 100 Teile: 50 Na Cl, 20 Na SO_4, 16 K Cl, 8 Ca (Cl, CO_3), 2 Borax.

Digitized by Google

zu Bimsstein aufgebläht; prachtvolle Eruptiv-Brezzien haben sich ausgebildet. Im Gegensatz zu diesem Krater- und Tuff-Gebirge treffen wir im N. des Sees die mächtigen Andesitmassen von Bodie, welche ohne Zwischenlagerung von Tuffmaterial als kuppiger Fladen 600 *m* hoch über die hohe Wüste aufragen. Diess wüste Gebirge gewährt einen grossartigen Überblick über die Ebene und die östlichen Sierra-Abstürze. Durch das Gipfelgebiet des gewaltigen Andesit-Fladens setzen die reichen in N. streichenden Goldquarzgänge von Bodie.

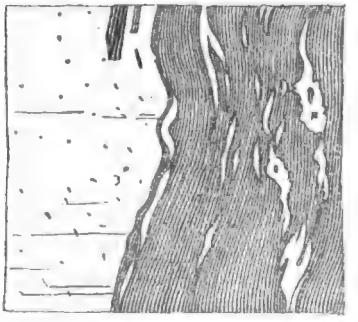


Fig. 401.

Verhältniss der Diorit- und Granitmassen zum Schiefer: Die letzteren sind z. T. paläozoisch, z. T. mesozoisch. Die jüngste Zone gehört dem Jura an. Der ganze Schichtcomplex ist steil aufgerichtet und zwischen die steil einschiessenden Eruptivmassen concordant eingeschaltet. Im Contact kommt in der Regel Concordanz, seltener (secundäre) Discordanz vor. In Fig. 401 sieht man Schieferschollen im (hellen) Granit und anderseits Granitbutzen im Schiefer. Fig. 401a zeigt die analogen Verhältnisse vom Fordyce-See. Die Haupt-Eruptivmassen beherrschen die Höhen der Sierra; wo die steil gefalteten Sedimente an diese Eruptivzüge herantreten, schiessen sie unter dieselben ein.

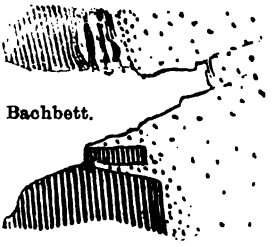


Fig. 401a.

Die Beziehungen zwischen Diorit und Granit zeigen, dass der Diorit in der westlichen Sierra im allgemeinen älter ist und vielfach von Granit durchbrochen wird, wie u. a. die Contactzone von Mariposa (Block Fig. 402) zeigt. Die dunklen Trümmer des von Granit (Tonalit) durchbrochenen Diorit haben grossenteils scharfe Grenzflächen, local dagegen beobachtet man hier, wie in anderen Gebieten Übergänge von Diorit in Granit. Der

Digitized by Google

Diorit ist also im allgemeinen älter, doch war er z. T. noch plastisch, als der Granit nachdrang.

Die steile Aufrichtung („Packung") der Sedimente und Eruptivmassen, [1]) welche man hier ebenso, wie in Scandinavien, Centralböhmen etc. beobachtet, wird durch die scandinavischen Profile Fig. 403 veranschaulicht. Das Fänomen erklärt sich nach meiner Ansicht in der Weise, wie Fig. 362—364 darstellt.

Fig. 402.

Meiner Anschauung gemäss erklärt sich die steile Aufrichtung, die concordante Anlagerung der Sedimente an die Eruptivmassen und die Überschiebung, welche die Sedimente erlitten haben, ungezwungen: Wenn die Eruptivmassen auf der rechten Bildseite, Fig. 364, stärker anwachsen, oder wenn der Untergrund in Folge von Verwerfungen von rechts gegen links stufenweise absinkt, so werden die Eruptivmassen natürlich gegen

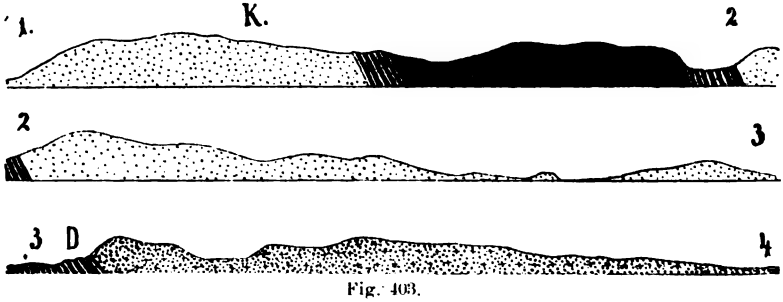


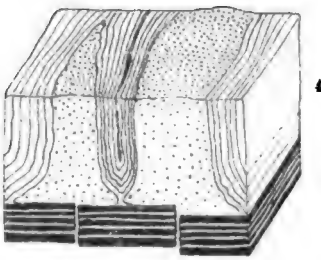
Fig. 403.

links gravitiren und eine Überschiebung der Sedimente in diesem Sinn bewirken. Wenn die verschiedenen benach-

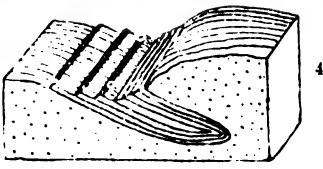
[1]) Steil nebeneinander gestellte (gepackte) Gneiss-Schichten und Granitzüge. Engelhardt: Russland 1820, p. 20. Eschwege: (Brasilien 1832) äussert: Welche ungeheure Kraft müsste es gewesen sein, die ein 100 Meilen mächtiges Schichtsystem aus der ursprünglichen Lagerung gebracht haben könnte. S. ferner Keilhau: Gäa I., p. 373. Keilhau: Nyt. Mag. Nat. Vol. 4, p. 284. Jb. Mineral. 1846, p. 848. Granit- und Gneisszüge „wie Mauern nebeneinander gepackt", ferner Sveriges Geol. undersök (Erdmann), Sjögren: Geol. Foren Forhandl. 1884, Vol. 7, p. 514 f.

Digitized by Google

barten Eruptivmassen ziemlich gleichzeitig anwuchsen, konnten im Laufe der Zeit Gebilde gleich jenen der Fig. 404 entstehen, d. i. steil gestellte Linsen, deren Höhe namhafter ist als die Breite. Durch starkes Prädominiren eines Ergusses oder durch einseitiges Absitzen des Untergrundes werden zunächst steile und schliesslich flache Überschiebungen bewirkt, wie Fig. 405 zeigt.



404



405

Wenn in einem Eruptiv-Gebiete wenig Sedimente abgelagert werden, während die Eruptivmassen continuirlich anschwellen, resultirt schliesslich eine steile Aneinander-Packung der Eruptivmassen mit unbedeutenden und in diesem Falle meist hoch metamorfen sedimentären Einklemmungs-Zonen. Fig. 362 bis 364 stellt den Vorgang dar. Eine solche, durch synchrones Anwachsen der Eruptivmassen bedingte Einpackung einer Dioritmasse zwischen die beiderseits mächtig anwachsenden

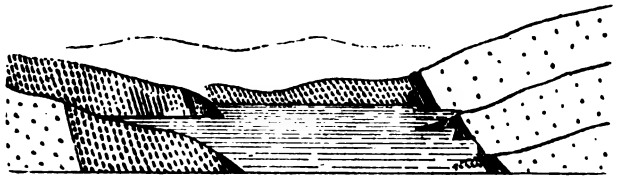


Fig. 406.

Granitmassifs ist beim Fordyce-See (Sierra Nevada) aufgeschlossen (Fig. 406).

Verschmelzen der Intrusivmassen zu einer lebendigen Einheit; der tote Fuss; Einfluss der Basicität.

Der Contrast der einzelnen Granitmassifs gegen die geschlossenen Granitplatos ist in früherer Zeit nicht beachtet worden. Man bezeichnete beide Formen, gestützt auf die

Digitized by Google

Beobachtung einiger Contact-Discordanzen, als Stöcke oder Massifs und beruhigte sich hiermit. Die einen meinten, diese Massen seien eben bis zu einem bestimmten Horizonte der Erdkruste emporgedrungen und hätten dann die Sedimente seitlich abgeschoben, während andere an eine direkte sprengende Auftreibung des Magma und Abschiebung der ganzen Erdkruste dachten. Unter der Herrschaft dieser primitiven Anschauungen sind viele treffliche Aufnahmen durchgeführt worden, eine eingehende Erläuterung der beobachteten Verhältnisse auf Grund der besagten Hypothesen konnte aber allerdings niemals statthaben, ohne sogleich zu schlagenden Widersprüchen zu führen.

Ich sage dagegen: die betreffenden Massifs waren ursprünglich Massen-Ergüsse, welche von Sedimenten überkleidet wurden und später durch intrusive Nachschübe anwuchsen. Wendet man diese Anschauung auf die beobachteten Fänomene an, so trifft man auf keine Absurditäten, sondern man findet einen causalen Zusammenhang all' der verwickelten Erscheinungen.

Nach meiner Ansicht gelangten die Massen-Eruptionen ursprünglich aus einem System von Spalten zum Ergusse. Es bildeten sich über den Spaltweitungen Fladen. Wuchsen diese so an, dass sie einander gegenseitig mit dem Fuss erreichten und bedeckten, so konnten die Massen zu einer Einheit verschmelzen und wuchsen von nun an als solche weiter. Es bildete sich eine einheitliche, deckenförmige Ergussmasse,[1]) welche durch mehrere Förderungs-Kanäle gespeist, fort und fort anwuchs, während sich Sedimente über

[1]) Die Auflagerung beschränkter Granitdecken und Massifs auf sedimentärer Unterlage (s. Fig. 403a) wurde oft beschrieben. Buch: Landeck 1797, p. 16. Keferstein: Deutschland 1830, VI., p. 456. Keilhau: Gäa, I., p. 390. 400 *m* mächtige Granitdecke, welche den steil gestellten Schiefer von Hardanger überlagert, Granitgänge, welche mit einer, den Schiefer bedeckenden Granitmasse zusammenhängen, beschreibt Carne: Trans. geol. Cornwall, II., p. 66. Die ausgedehnten Granitdecken von Sibirien, welche über steil aufgerichtetem Fyllit ruhen, schildert Rose: Ural, I., p. 610. Die südrussische Granitdecke hat 1000 *km* = 20 Tagmärsche Durchmesser. Die weiten Granitdecken weisen an ihren Rändern oft Intensiv-Fänomene auf.

Digitized by Google

die Oberfläche dieses Massifplatos ablagerten. Ein solches Massifplato von einer Tagreise Breite dominirt die Höhen der Sierra Nevada.

Innerhalb dieser Platos ragen die Produkte der Nachschübe in Form von Quellkuppen hervor, aus deren Gestalt und Verteilung man, wie gezeigt wurde, die Richtung und Verteilung der Förderspalten mit Sicherheit ableiten kann.

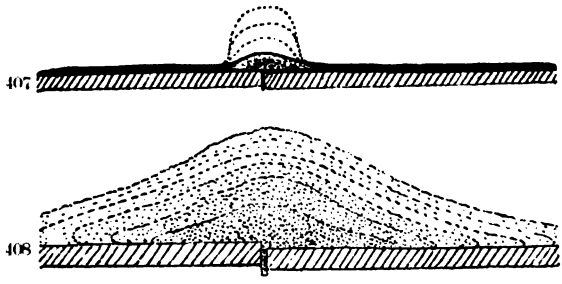
Die Massifplatos bilden sich durch lebendige Vereinigung mehrerer Massen-Ergüsse. Erfolgten hingegen die Nachschübe in den einzelnen Fladen langsam, so erstarrte der Fuss; es lagerten sich die Sedimente ab und die betreffenden Massifs wuchsen nun in Folge der intrusiven Nachschübe nur mehr in vertikaler Richtung. Die periferische Umgrenzung war für die spätere Zukunft vorgezeichnet, sobald die Erstarrung der vorgeschobenen Fusspartie abgeschlossen war.

Während im ersteren Falle sämmtliche Massifs sich vereinten, wodurch eine intrusiv anschwellende Massiftafel geschaffen wurde, blieb in letzterem Falle zwischen dem toten Fuss der einzelnen Massifs der alte Grund als Depression erhalten. Sedimente lagerten sich in diese muldige Depression und nun wuchsen die Massifbuckel und die Sedimente nebeneinander als vicarirende Facies an, bis das ganze Gebiet von einem System steiler Massifrücken mit eingeklemmten Schiefermulden und Zonen beherrscht wurde. So gründliche Gegensätze werden bedingt durch die erste Anlage der Ergussmassen.

Merkwürdig ist in dieser Beziehung der Gegensatz, welcher zwischen den granitischen Massifs und den basischen Stöcken besteht. Während die ersteren oft grosse Dimensionen aufweisen und nicht selten zu Massifplatos verschmelzen, kommen ähnliche Gebilde bei den basischen Eruptiv-Gesteinen kaum vor. Schon die Diorite treten mit Vorliebe als Lager oder als steil gestellte Linsen oder Intrusivzüge auf und nur wo sie mit Tonalit und Granit in Verband stehen, bilden sie mächtige Massifs. Diabas und Gabbro sind gleichfalls nicht befähigt, grosse Massifplatos zu bilden. Dieser Gegensatz mag z. T. darauf beruhen, dass das basische Magma in der Erdtiefe nur in wenig mächtigen Schlieren vorkommt, wäh-

Digitized by Google

rend das kieselreiche Magma in compacten Massen verfügbar ist; aber dieser Grund allein kann doch nicht massgebend sein, da wir oft auch basisches Magma (in Form von Decken) in bedeutenden Quantitäten gefördert finden. Die Tatsache, dass das Magma in letzterem Falle immer in einzelne Ergüsse zerlegt erscheint, deutet darauf hin, dass der wesentliche Contrast durch den Gegensatz der Erstarrung beider Magmen bedingt wird: Das basische Magma breitet sich rasch, aber mit geringer Mächtigkeit über grosse Flächen aus, während



das kieselreiche Material seiner grösseren Consistenz entsprechend sich langsamer, dafür aber mit namhafterer Dicke ausbreitet. Im ersteren Falle (Fig. 407) erstarrt der dünne Fuss leicht und es wird nur eine beschränkte centrale Masse durch die Nachschübe lebendig erhalten, während in letzterem Falle (Fig. 408) das Magma sich zwar langsam, dafür aber in so grosser Mächtigkeit ausbreitet, dass eventuell der ganze Fladen durch die Nachschübe lebendig erhalten werden kann, wodurch die seitliche Ausbreitung, sowie die Vereinigung mehrerer benachbarter Massifs zu einem mächtigen Massifplato gesichert wird.

Massifplatos mit eingesenkten Mulden, steil eingeklemmte Sedimentzonen in Massifplatos.

Im Kap. Regionale Überschiebung wurde gezeigt, dass die Sedimente zwischen Massifrücken steil eingefaltet werden können. Es bilden sich in dieser Weise Zonen steil gestellter Sedimente, welche zwischen Eruptivzügen eingeklemmt er-

Digitized by Google

scheinen; anderseits können aber auch zwischen intrusiv anschwellenden Massen steil eingefaltete Mulden sich bilden. Die überschobene Mulde von Schlackenwald diene als Beispiel.

Wie a. O. ausgeführt wurde, setzt das Massifplato von Neudeck-Karlsbad südwärts fort. Die Intrusivkuppen des nördlichen Gebietes wurden karakterisirt. Im südlichen Gebiete treten gleichfalls einige Quellkuppen im Granitplato auf (bei Elbogen, Trosau) und diese liegen wahrscheinlich in der Fortsetzung jener von Aberg und Karlsbad; das Magma wurde also wohl auch im südlichen Gebiete aus SO.—SSO. streichenden Spalten gefördert.

Die aufgedrungenen Massen haben sich von den zahlreichen Eruptions-Stellen ringsum so weit ausgebreitet, bis sie sich allseitig berührt und gegenseitig überdeckt haben. In Folge dessen stellen sie heute eine weitausgebreitete Decke dar. In dieser Decke aber ist das Magma an den Eruptions-Punkten kuppenartig aufgequollen.

Die Nachschübe haben sich innerhalb der älteren noch weichen Eruptions-Massen ausgebreitet und aufgestaut, auch Schlierengänge in die halbstarre Kruste abgesendet. Die Granitmassen wurden überlagert von einer Schieferdecke, welche nachträglich fast durchgehends erodirt wurde.

Die Beziehungen der Sedimente zu den Granitmassen ist im Gebiete von Schlackenwald gut aufgeschlossen: Nahe dem Eruptions-Centrum (Quellkuppe von Trosau) sind rings um die betreffende Intrusivkuppe Sedimente angehäuft, welche aus einem groben, mörtelartigen Granit-Detritus bestehen und die ich als Granit-Tuffe deute. Je näher der Eruptions-Stelle, desto grobkörniger sind diese klastischen Massen, während sie entfernt von der Quellkuppe von Trosau rasch in feinkörniges Material übergehen. Das letztere bildet compacte, massige Feldspat-Sandsteine, welche mit den Gneiss-Fylliten wechsellagern und mit denselben durch Übergänge verbunden sind. Fern vom Eruptions-Centrum keilen diese tuffogenen Massen aus und es kommt Gneiss-Fyllit zur Alleinherrschaft.

Diese Beziehungen sind hier erhalten, weil die Quellkuppe von Trosau unmittelbar an ein Gebiet anstosst, in welchem ein namhaftes Relict der ursprünglich allgemeinen Schiefer-

Digitized by Google

Bedeckung erhalten ist. Es ist diess die Schiefermulde von Schlackenwald, in deren Gebiet der besagte Übergang der tuffogenen Sandsteine in die Schiefer sich vollzieht (Fig. 409).

Im Gebiete der Mulde herrscht ein flachwelliges Plato mit Feld und Wiesen. Dasselbe ist gegen NO. und W. von den hohen Waldkuppen des Granitgebietes umrahmt.

An der Grenze zwischen der Granit-Umwallung und den metamorfen Schiefern tritt mehrfach concordante Wechsellagerung beider Gesteine auf.

Fig. 409.

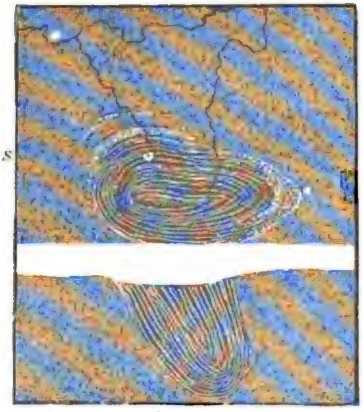


Fig. 410.
Granit dunkel, Schiefer schraffirt, Tuff-Sandstein hell punktirt. Die weissen Punkte *E*, *S*, *T* = Elbogen, Schlackenwald, Trosau.

Die Gesteinsscheide fällt ringsum steil ein, gegen N schiesst der Schiefer sogar unter den Granit. Die Sedimente stellen also eine steil im Granitplato niedersetzende, im N. vom Granit überschobene Mulde dar (Profil Fig. 410). Ich war seinerzeit geneigt, diese Verhältnisse aus dem Gebirgsschub abzuleiten; jetzt behaupte ich dagegen, dass die Sedimente durch die ringsum geförderten Granitmassen gestaut und überschoben wurden. Im N. kamen bedeutendere Massen zur Förderung, daher dort eine Überschiebung stattfand.

Einige kleine, steil kegelförmige Granitmassen tauchen durch den Schiefer auf; sie dürften wohl als Apofysen zu deuten sein. Die grösste Apofyse, der „Huberstock", setzt mit 200 *m* Durchmesser steil durch den Schiefer auf. Die Granitmasse ist schlierig; Granit und Gneisse (letzterer reich an Zinnerz) vicariren. [1])

Während in diesem Falle eine weite Mulde zwischen die

[1]) Im S. vom Huberstock setzen noch zwei kleinere zinnführende Granit-Apofysen auf. S. Ferber: Min. Gesch. 1774, p. 108 f. Reyer: Jb. geol. Reichs. 1880, p. 106.

Digitized by Google

Granitmassen eingeschaltet erscheint, sind die Mulden in anderen Fällen schmal und verdrückt. In manchen Gebieten, wie im mittleren Böhmen, in Scandinavien etc. ist das ganze Land in dieser Weise aus alternirenden Massifzügen und steil gestellten, z. T. überschobenen Schieferzonen zusammengesetzt. Derartige Verhältnisse konnten bisher nicht befriedigend erklärt werden; selbst die Contractions-Hypothese genügt nicht, um eine so enorme Zusammenschiebung zu erklären. Mit der neuen Auffassung fällt jedoch diese Schwierigkeit: Die Massifs bildeten ursprünglich plastische Rücken, welche von Sedi-

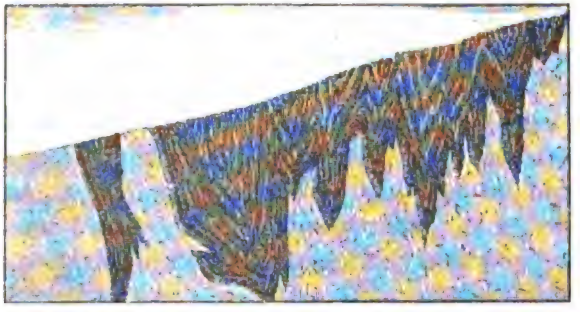


Fig. 411.

menten überkleidet wurden; sie wuchsen intrusiv an, bis die Sedimente auf schmale, steil geklemmte Zonen reducirt wurden.

Natürlich braucht man nicht in allen Fällen zwischen den Granitmassifs eine tote Basis anzunehmen; auch ein Massifplato, das mit Sedimenten überkleidet wird und intrusiv anwächst, wird die Sedimente innerhalb seines Gebietes verschieben und faltig klemmen. Profil Fig. 411, welches Kjerulf bringt, diene zur Illustration der letzteren Beziehungen.

Metamorfismus.

Nachdem ich a. a. O. die Umwandlungen im Contact mit Eruptivmassen karakterisirt und im Vorstehenden die mechanische Umformung der Gesteine besprochen, sollen im Folgenden die Ursachen der Gesteins-Wandlung erörtert werden.

Digitized by Google

Die gemeinste Erscheinung der Metamorfose besteht darin, dass die losen Gebilde durch einen Kitt zämentirt und hiedurch in Gesteine im engeren Sinne umgewandelt werden. Tiefergreifend sind jene Wandlungen, welche die Bestandteile selbst ergreifen und entweder eine molekuläre Umlagerung oder Stoffwechsel verursachen, wozu überdiess auch Zämentation oder Wandlung des bestehenden Zämentes treten kann. Das Resultat der Metamorfose ist in der Regel compacter als das ursprüngliche Gestein; nur nahe der Erdoberfläche unterliegen viele Gesteine einer desintegrirenden Metamorfose (Verwitterung).

Wie tief die Wandlungen greifen können, zeigen die Pseudomorfosen, insb. die Erzlagerstätten: die ursprüngliche Form der Bestandteile kann vollständig verschwunden und die ursprüngliche Substanz kann vollständig durch neuen Stoff ersetzt sein. Wie die Studien der Contact-Produkte beweisen, sind so radikale stoffliche Wandlungen ausserhalb der Gänge selten, während die Zämentation und die rein formale Metamorfose (Umlagerung) gemein sind.

Die Körnchen einer Sandlage heilen aus, sie werden schwach zämentirt und es entsteht ein Sandstein; die Interstitien des Sandsteines werden mit Quarz erfüllt und es bildet sich ein Quarzit.[1]) Im Schlamm und sandigen Lehm werden die einzelnen Partikel gleichfalls ausgeheilt, sie wachsen zonenweise an, Neubildungen treten auf, ein Zäment verbindet das Gemische von ursprünglichen Bestandteilen und Neubildungen und so entsteht als Resultat des chronisch intermittirenden Prozesses aus dem ursprünglich losen Material ein krystalliner Schiefer.[2]) Aufgabe der chemischen Geologie ist es, diese Prozesse zu studieren; an dieser Stelle haben wir nur die Verhältnisse und Ursachen der Wandlung zu verfolgen.

Die Geologen des vorigen Jahrhundertes hatten bereits erkannt, dass die ältesten Schichten gemeiniglich auch am intensivsten metamorfosirt sind; spätere Beobachtungen zeigten, dass auch jüngere Gebilde hoch metamorfosirt sein können.

[1]) Irving-Hise: Second. enlarg. of mineral fragments Bul. U. St. Geol. 1884.

[2]) S. Becke: Min. Mitt. 1882.

Digitized by Google

Die Sedimente, welche die Massifs der Schweizer Alpen umlagern, sind z. T. in hohem Grade metamorfosirt und man hat sie demgemäss ursprünglich für alte Gebilde gehalten. Aber schon zu Anfang unseres Jahrhundertes wurde der Nachweis geliefert, dass viele dieser Gebilde secundär sind. Brochant beobachtet Übergänge normaler secundärer Sedimente in krystalline Gesteine und weist in letzteren Fossilien nach. [1])

Heute ist es wohl nicht mehr zweifelhaft (obwohl Fossilienfunde spärlich sind und obwohl die Facies regional rasch wechselt und gute Leithorizonte fehlen), dass der grösste Teil der metamorfen Sedimente der W.-Alpen jung paläozoisch und mesozoisch ist.

Palassou weist (1819) nach, dass die hoch metamorfen Sedimente der Pyrenäen z. T. jung sind. Auch in Italien wurde bereits in den 30er Jahren nachgewiesen, dass der Marmor des Gebietes von Carrara mit den nicht metamorfen Sedimenten jener Gegend in Verbindung steht und posttriadisch ist. [2]) In den paläozoischen Schichten von Mitteleuropa und England wurden Einlagerungen von Gneiss-Facies nachgewiesen, die krystallinen Schiefer und Marmore des griechischen Archipel sind secundär etc. [3])

Es frägt sich nun, wie diese locale und regionale Entwicklung der metamorfen Facies zu erklären ist.

1. Am nächsten lag es, die Umwandlung auf Contact-Wirkungen zurückzuführen; in diesem Sinne sprach sich seit Hutton die Schule der Plutonisten aus: das Magma ist nach dieser Ansicht intrusiv unter die betreffenden Sedimente eingedrungen und hat dieselben umgewandelt. [4])

In vielen Fällen mag der Metamorfismus eines Gebietes

[1]) Brochant: J. d. Mines, 1808, 1819. Brognart: Ann. des Mines, 1816. Charpentier: Leonh. Taschenb. 1816, p. 308. Hugi: Alpenreise, 1830, p. 29. Studer: Jb. Min. 1827, 1837. Studer: Geol. und Fys. Geogr. Vol. 2, p. 157. Escher: N. Jb. Min. 1845, p. 557.

[2]) Pasini, Savi, Guidoni, Bouè: Bul. Geol. 1832, p. 52. Hoffmann: Jb. Min. 1833, 1834. Karst. Arch. 1839. Cocchi: Bol. com. geol. 1871. Jervis: Tesori, 1874, Vol. 2, p. 353.

[3]) Neumayr: Z. geol. Gesell. 1881, p. 462.

[4]) Hutton: Trans. Phil. Soc. Edinb. 1788, und Hutton: Theory, 1795, p. 154. v. Buch, Lyell: Princ. Geol. 1833, Vol. 3.

Digitized by Google

von beschränkter Ausdehnung in der Tat durch unterlagernde Intrusivmassen bedingt sein, insbesondere liegt dieser Gedanke nahe, wenn eine buckelige Masse metamorfer Sedimente da und dort Lücken aufweist, in welchen Eruptivmassen zu Tage treten, ja die buckelige Anordnung der Sedimente allein kann, wenn regionale Analogien vorliegen, die Deutung rechtfertigen, dass die betreffenden metamorfen Sedimente einen Massenerguss verhüllen.

Die besonders intensiven Metamorfosen im Hangenden der Massifs wurden sub Hangend-Contact besprochen. Die Ausscheidung von Gasen, welcher derzeit von vielen Seiten ein allzugrosses Gewicht beigelegt wird (Fumarolen-Metamorfismus, Fumarolen-Facies), halte ich im Allgemeinen für viel bedeutungsloser als jene Ausscheidungen von gesättigten Lösungen, welche ich als Exsudate bezeichne. Canaval betont, dass diese Lösungen, welche in tiefem Meer durch die Kruste der Massen-Ergüsse und durch die überlagernden Tuffe und Schlammgebilde exsudiren, unter Umständen [1]) lange Zeit in ziemlich concentrirtem Zustande auf dem Meeresboden ausgebreitet bleiben können, da die Diffusion, sobald keine Strömungen existiren, nur äusserst langsam von statten geht. Er hebt hervor, dass diese genetischen Bedingungen für die Ausbildung gewisser Contact-Erzlager bedeutungsvoll sein müssen. [2])

So wichtig die Einwirkung der Eruptivmassen in beschränkten Gebieten sein mag, man wird sich doch hüten müssen, diese Ursache willkürlich zu generalisiren; vor allem kann der regionale Metamorfismus nicht auf diese Weise erklärt werden, da die Wandlung doch immer nur in nächster Nähe von Eruptivmassen intensiv ist, in der Natur aber metamorfe Gebilde oft fern von Eruptivmassen vorkommen, während anderseits die Sedimente in der Nähe von Eruptivmassen auffallend wenig verändert sind.

2. Der regionelle Metamorfismus hat bereits Hutton

[1]) Nachdem sie beim Durchgang durch die kühlere Grenzzone der Massifs einen grossen Teil der gelösten Substanzen abgeschieden und sich allmählig abgekühlt haben.

[2]) R. Canaval: persönliche Mitteilung.

Digitized by Google

veranlasst, sich nach allgemeinen Agentien umzusehen, und zwar bezeichnete er die allgemeine Erdwärme als Ursache der Metamorfose sämmtlicher tiefliegender Schichten. [1])

Babbage führt aus, dass in dieser Weise auch junge Sedimente mit der Zeit regional metamorfosirt werden können: Wenn dieselben nämlich von einer mächtigen Lage jüngerer Bildungen überlagert werden, rückt die Wärme entsprechend in die Höhe und die überdeckten Sedimente, welche ursprünglich bei normaler Temperatar abgelagert worden waren, werden umgewandelt. [2])

3. Es wurde ferner darauf hingewiesen, dass die Wärme der Erdtiefe sowie die von Intrusivmassen ausgehende Hitze nicht allein direkt auf die Sedimente wirke, sondern auch auf das Wasser übertragen, eine namhafte Erweiterung der metamorfen Zone bewirken könne. (Heisse Quellen und Emanationen. [3])

Liquida müssen unter allen Umständen mitwirken. Die Neptunisten, welche die Bedeutung dieses Agens treffend betonten, giengen sogar so weit, die Metamorfose einfach von der Circulation des Wassers (von normaler Temperatur) abzuleiten und die Bedeutung der hohen Temperatur in Abrede zu stellen. [4])

All' diese einseitigen Theorien erwiesen sich als unzu-

[1]) Hutton: Trans. Roy. Soc. Edinb. 1788. Boué (1822): über hypogenen Metamorfismus; Ann. sc. Nat. 1824, p. 417. Lyell: Geol. 1825, 1833. Beaumont: Explic. Geol. Vol. 1, p. 42. Collegno: Metamorf. 1842, p. 14. Fournet: Metamorf. Delesse, Roth: Metamorf. Abh. Akad. Berlin 1851. Roth: Chem. Geol. 1879.

[2]) Babbage: Proc. Geol. Soc. L. 1834, Phil. Mag. 1837, p. 212. Q. geol. soc. 1847, Vol. 3, p. 206. Herschel: Phil. Mag. 1837, p. 212, 1838, p. 576, und Jb. Min. 1838, 1839. Übereinstimmend Dana, Ramsay, Haidinger u. a.

[3]) Boué cit. 1817 (über Umwandlung der Schiefer durch aufsteigende Dämpfe). Forchhammer: Rep. Brit. Assoc. 1844, p. 166 (Umwandlung durch Alkalidämpfe). Silliman, Dana: A. J. 1843, p. 111. Daubrée (Ann. Mines. 1857, 1860 und Geol. experim.): über die Wirkung des heissen Wassers.

[4]) Trebra: Gebirge, 1785, p. 48 (langsam feuchte Gährung). Hitchcock 1833. Studer: Jb. Min. 1840, p. 352. Keilhau: Nyt. Mag. 1844, und Jb. Min. 1846, p. 844. Forchhammer: J. prakt. Chem. 1845,

Digitized by Google

reichend, da die Umwandlung eben nicht immer mit der Tiefe zunimmt. Man findet einerseits wenig veränderte alte Sedimente (Silur der russischen Ebene) und anderseits trifft man metamorfe Gebilde in den jüngsten Epochen an, während im selben Gebiete in tieferen Horizonten wenig veränderte Sedimente anstehen. Überdiess weisen die geschichteten Gesteine je nach dem Grad der Bewegung und Umformung einen verschiedenen Grad der Umwandlung auf. Die letztere Beobachtung war es, welche

4. die mechanische Theorie ins Leben rief. Murchison beobachtet, dass das Silur, wo es im Ural aufgestaut ist, durch hochmetamorfe Gebilde vertreten ist, während es bei flacher Lagerung (in der russischen Ebene) sehr wenig umgewandelt ist. [1])

Ebenso zeigt Rogers, dass die paläozoischen Schichten des östlichen Amerika in den Appallachien steil gefaltet und hoch metamorfosirt sind, während sie im W. in dem Masse weniger umgewandelt sind als die Faltung zurücktritt. Die im betreffenden Schicht-Complex eingeschaltete Kohle, welche in den Appallachien in Anthrazit verwandelt ist, erscheint im westlichen Pennsylvanien bituminös. [2])

Gümbel weist nach, dass die mesozoischen Sedimente Baierns in dem Masse als man sich den Alpen nähert, einen höheren Grad von Metamorfismus aufweisen (Gümbel, I., p. 848). Mallet, Wurtz, Vose behaupten auf Grund dieser Beobachtungen, dass die Wärme, welche durch Compression der Schichten sowie durch Dislocation frei wird, Ursache des Metamorfismus sei, welcher demgemäss vorwaltend die stark gestörten Gebiete beherrscht. [3])

Lossen bezeichnet gleichfalls die Dislocation als eine der Hauptursachen des Metamorfismus und führt den Namen

p. 404. Gümbel und Koch halten Ausscheidung von Feldspat, Hornblende, Glimmer etc. für normale Prozesse, welche sich in jedem Sediment vollziehen können, während Lossen behauptet, die intensiven Wandlungen seien durch Dislocationen bedingt

[1]) Murchison: Russia, Vol. 1, p. 246, 401, 438, 462. Siluria, Kap. 2.

[2]) Rogers: Trs. Americ. Geol. 1840, p. 474.

[3]) Mallet cit. Vose: Orig. Mount. 1866, p. 133.

Digitized by Google

Dislocations-Metamorfismus ein.[1]) Balzer bringt eine Fülle neuer Tatsachen aus dem Berner Oberland, wo im Gebiete stärkster Faltung auch die intensivste Umwandlung der Gesteine stattfindet.[2]) Besonders auffällige Wandlungen vollziehen sich in Gebieten, wo Gesteine von verschiedener Constitution und verschiedener Plasticität zusammentreffen.[3])

Die Erscheinungen der mechanischen Metamorfose sind sehr mannigfaltig: Randliche oder vollständige Zertrümmerung der Krystalle,[4]) und Sprünge, welche in bestimmter Richtung durch benachbarte Minerale setzen, karakterisiren die Anfänge des Prozesses. Wo gleitende Bewegungen unter hohem Druck ausgeführt wurden, sind die Krystalle gestreckt, der Quarz erscheint in Linsen und Blätter ausgezogen;[5]) mitunter ist das ganze Gestein zermalmt und wieder verkittet und es stellt sich dann eine Mörtel-Struktur ein, welche einige Ähnlichkeit hat mit jener Mörtel-Struktur, welche so oft bei mässig metamorfosirten Tuffen der Massengesteine angetroffen wird.[6])

War die Gleitbewegung stark, so stellt sich eine Kataklas- oder Migrations-Struktur,[7]) Clivage-Struktur und Schieferung ein, welche mitunter die ursprüngliche Schichtung oder anderseits die ursprünglich massige Struktur des bez. Gesteines bis auf Spuren verlöscht. Die zertrümmerten Teile sind in diesen Fällen oft so intensiv metamorfosirt, ausgeheilt und von Neubildungen durchsetzt, dass die Trümmer-Struktur

[1]) Lossen: Z. g. G. 1869, p. 324, 1875, p. 970, vgl. Stoppani: Geol. 1873, Vol. 3, p. 593.

[2]) Balzer: Glärnisch, 1873. N. Jb. 1877, 1878, und Berner Oberland (Beitr. Geol. Schweiz), 1880, p. 126, 177.

[3]) Heim: Gebirgsbildung, 1876, Vol. 2, p. 121; Z. g. G., Vol. 27, p. 970, Vol. 29, p. 342. Balzer: cit., p. 177, vgl. Daubrée: C. R. 1878, Vol. 86, p. 1047, 1104. Daubrée: Etudes Synthet. 1880. Lehmann: Kryst. Schiefer, 1884.

[4]) Nicht selten sind die Bruchstücke der Krystalle successive verschoben, sodass zwischen gekreuzten Nicols undulöse Auslöschung erfolgt.

[5]) Rosenbusch: Mikr. Gesteine, 1886, p. 41, 73, 123.

[6]) S. Reyer: Schlackenwald, 1880, und Adamello, cit.

[7]) Gümbel bezeichnet die Fluctuation, welche in Folge mechanischer Verschiebungen sich einstellt, als Migrations-Struktur (bei Schaalsteinen); Kjerulf führt den Namen Kataklas-Struktur für parallel-flächige Ortsveränderung der Teile eines zertrümmerten Gesteines ein.

Digitized by Google

verschwindet und das Gestein einen unzergänzten, frischen Eindruck macht. Nur indem man die Übergänge solcher hoch metamorfer Partien in Gebiete deutlicher Trümmerung verfolgt, lassen sich die Wandlungen solcher Massen feststellen.

Derartige mechanische Metamorfosen treten auf in Dislocations- und Faltungszonen, ausserdem aber auch insbesondere in der Randzone der Eruptiv-Massifs, welche in Folge der Nachschübe wiederholt gesprengt, gestreckt und gleitend verschoben wird.

Am auffälligsten ist der mechanische Metamorfismus an massigen Eruptiv-Gesteinen. Gewisse Gneisse dürften durch mechanische Metamorfose aus Graniten entstanden sein, wie anderseits auch viele basische Schiefer unzweifelhaft durch gleitende Zermalmung und nachträgliche krystalline Umbildung aus basischen Eruptiv-Gesteinen entstanden sind. In Folge der Zermalmung nimmt der Gabbro kataklastische und Fluidal-Struktur an; in einzelnen Fällen erscheint eine mechanisch stark beanspruchte Zone von Gabbro oder Serpentin in Hornblende-Schiefer umgewandelt (Törnebohm, Lehmann, Becke, Williams).

Die verdienstlichen bez. Beobachtungen der Petrografen sind mehrfach allzu kühn generalisirt worden. So wäre nach Lehmann das ganze sächsische Granulit-Massif ursprünglich eine Granitmasse gewesen, welche „durch die Gebirgshebung in die Sedimente hineingepresst“ und hierbei mechanisch metamorfosirt wurde. Auch der jüngere Gabbro wurde z. T. in schiefrige Modificationen übergeführt und zerfiel in Folge dessen angeblich in ein „ganzes Schichtsystem.“

Die Lehre von der mechanischen Metamorfose hat Lehmann und einige Forscher der jüngeren Schule so sehr gefesselt, dass dieselben viele klastisch-schiefrige Gesteine nur auf diesem Wege entstehen lassen.

Insbesondere jene Facies-Bildungen, welche ich als metamorfe Tuffe deute,[1] sollen mechanisch-metamorfe, kataklastische Facies-Ausbildungen von Eruptivmassen sein. Selbst Rosenbusch, welcher vorsichtiger vorgeht, schreibt den kata-

[1]) Schaalsteine, Granulit und Trapp-Granulit, Hälleflinta und viele klastisch-schiefrige Gesteine — s. tuffogene Sedimente, Facies.

Digitized by Google

klastischen Bildungen nach meiner Ansicht eine allzu generelle Verbreitung zu.

Die Tendenz dieser Forscher, all' jene Bildungen, welche meines Erachtens tuffogen sind, als kataklastische Eruptivmassen zu deuten, geht zweifellos aus dem alten Dogma hervor, plutonische oder Tiefgesteine könnten keine Tuffe haben, weil sie intrusiv und nicht effusiv seien. Sobald diese Irrlehre gefallen sein wird, fällt natürlich auch die unberechtigte einseitige Generalisirung der Lehre von der kataklastischen Metamorfose, welche Roth in treffender Weise kritisirt hat. [1])

Dass der Metamorfismus local verschieden intensiv auftritt, lässt sich in vielen Fällen mit den vorgeführten Anschauungen vereinbaren, indem eben locale Injection von Eruptivmassen, heisse Quellen oder auch Umformungs-Prozesse eine örtliche Abweichung der Ausbildung bedingen können, dagegen sind die erwähnten Hypothesen nicht ausreichend, die folgenden Anomalien zu erklären.

Schichtweiser Metamorfismus.

Schon Kirwan hebt hervor, dass man oft steinige Substanzen über losen Massen antreffe und meint, dass in solchen Fällen von einer aus der Tiefe aufdringenden Durchhitzung nicht die Rede sein könne. [2]) Hoffmann beobachtet, dass Sedimente, welche vom Metamorfismus verschont geblieben sind, Einlagerungen zwischen metamorfen Schiefern bilden. [3]) Keilhau weist nach, dass in Norwegen Gneiss über weniger metamorfosirten Schiefern liegt und Naumann führt eine Reihe analoger Tatsachen vor, [4]) welche allerdings z. T. auf Miss-

[1]) Roth (Über Zobtenit): Sitzber. Akad. Berlin, 1887, Vol. 32.

[2]) Kirwan: Geol. Essays, 1799, p. 458.

[3]) Hoffmann: Geol. Deutschland, 1830, p. 415.

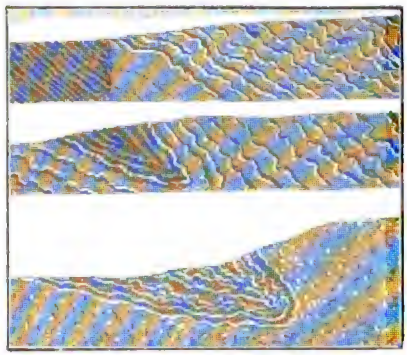
[4]) Keilhau: Gäa, 1838, Vol. 1, p. 277, 382 f. Naumann: Geogn. Sachsen, I., p. 79, Vol. 2, p. 352. Naumann: Geol. 1854, Vol. 2, p. 70, 140, 165, 187. Krystalline Sedimente (Gneiss, Glimmerschiefer, Hornblende-Schiefer und Kalk-Fyllite) kommen im Gebiete Trondhjem und Bergen als Bestandteile der silurischen Schichtenreihe vor. Kjerulf: Norges Geol.

Digitized by Google

deutung beruhen, indem es sich nicht um primäre Überlagerung gemeiner Sedimente durch hochmetamorfe Sedimente, sondern um Verwerfung oder Überschiebung (z. T. eruptive Überschiebung) der jungen Sedimente durch die alten, metamorfen Massen handelt.

Beispiele: In Schottland liegt über dem Silur ein System von Gneiss und Glimmerschiefer;[1]) nach Callaway handelt es sich hier nur um eine Verwerfung und Überschiebung: in benachbarten Gebieten ist die normale Lagerung erhalten.[2])

Bei Frankenheim (Sachsen) wird der Gneiss im SO. von einer Verwerfung abgeschnitten und der eine Flügel ist in das Nivo des Silur gehoben, welches scheinbar unter den Gneiss einfällt.[3])



Bei Münchberg, N. Fichtelgebirg, liegt ein elliptisches Gneissmassif. das an den jungen Tonschiefer und die Grauwacke so anstosst, dass man an eine muldenförmige Überlagerung dieser Gebilde durch Gneiss denken könnte. In der Tat aber liegen diese Gebilde in umgekehrter Folge; es liegt mithin eine (sedimentäre oder eruptive) Überschiebung und Überkippung vor. Die analogen alpinen Beispiele (Überlagerung jüngerer Sedimente durch überschobene metamorfe Massen) wurden oben besprochen.

Man muss in derartigen Fällen fragen, ob eine Verwerfung Fig. 412, Überfaltung Fig. 413 oder intrusive Überschiebung Fig. 414 vorliegt — und allem Anschein nach beruhen die altbekannten Fälle von Überlagerung junger Sedimente durch hochmetamorfe Massen meist auf diesen Ursachen.

---

[1]) Nicol. Murchison: Q. geol. Soc. 1857, p. 17, 159, und 1859. p. 382. Murchison: Siluria, 1859, p. 195, 553.

[2]) Callaway: Geol. Mag. 1884, p. 224.

[3]) Credner: Granulit; Erläuter. Geol. Sachsen, 1884.

Digitized by Google

Anderseits gibt es aber auch Fälle, in welchen sicher wenig veränderte durch hochmetamorfe Schichten überlagert werden. Es ist klar, dass die aufsteigende Wärme derartige schichtweise Wandlungen nicht verursacht haben kann.[1]) Vielmehr muss man entweder an primäre Differenzen oder an secundäre Umwandlung denken, welche auf einzelne Schichten beschränkt blieb.

Secundäre Wandlung einzelner Schichten.

a) Ist das liegende Schichtsystem undurchlässig (etwa lehmig), das hangende dagegen permeabel, so wird letzteres unter dem Einflusse des durchziehenden Wassers intensiver metamorfosirt.[2])

b) Es können in einem bestimmten Horizonte mächtige Einlagerungen von Eruptivmassen Metamorfismus der hangenden Schichten bewirken, während die liegenden Sedimente unverändert bleiben.

c) Die hangenden Schichten können eine höhere innere Beweglichkeit besitzen, sodass bei geneigter Lagerung dieser Schichten eine intensive Umformung und entsprechende Metamorfose platzgreift, während die liegenden Massen wenig dislocirt und wenig umgewandelt werden.

Primäre Verschiedenheit der Materialien; primäre Bildung krystalliner Sedimente.

In anderen Fällen lässt sich die schichtweise Verschiedenheit der Sedimente nicht durch derartige secundäre Differenzirungen erklären und man muss dann wohl annehmen, dass die Materialien eben von Anfang schichtweise differirten. Diess führt zur Frage nach der Genesis der verschiedenen Materialien:

[1]) Gümbel: Bair. Gebirg, 1868, Vol. 1, p. 835.

[2]) Naumann: Geol. 1854, Vol. 2, p. 164. Geikie: Geol. Scotland. Hunt: Chem. Geol., p. 12.

Digitized by Google

a) Woodward, Burnet u. a. nehmen ein ursprünglich wässriges Chaos an (Schlamm und gesättigte Lösungen), aus welchem die primären Sedimente sich abschieden.[1])

Mitscherlich führt aus, dass ursprünglich der grösste Teil des Wassers als schwere Dampf-Atmosfäre über den heissen, durchfeuchteten Massen des Erdballes geruht haben müsse;[2]) Fuchs verweist darauf, dass nicht nur das Wasser, sondern auch der gesammte, derzeit als Element ausgeschiedene Kohlenstoff ursprünglich als Kohlensäure in der Atmosfäre existirte. Das heisse, schlammige Magma habe sich unter dem Druck dieser Atmosfäre krystallin abgeschieden. Zuerst sei die Silicatreihe zum Niederschlag gelangt, dann sei der leicht lösliche Kalk niedergeschlagen worden, später erfolgte die Ausscheidung der Kohle.[3]) Im Anschluss an Humbold führt Fuchs aus, dass in Folge der Sedimentirung Wärme frei geworden sei, welche den Metamorfismus begünstigt habe. Einen analogen Gedankengang verfolgen Scheerer, Gümbel, Credner.[4]) Gerhard fügt hinzu, man brauche nicht eine grosse Wassermenge anzunehmen, in welcher die betreffenden Sedimente gelöst gewesen seien, sondern es genüge die Annahme eines wässrigen Chaos zur Erklärung der krystallinen Struktur.[5])

b) Pallas, Hutton, Beroldingen[6]) u. a. deuten den metamorfen Schiefer als Zerstörungs-Produkt des Granit.

---

[1]) Burnet: Übers. 1788, p. 37. Werner, Bergmann, Delametherie: Theor. terre, 1797, Vol. 4. p. 50. Forster: Theor. der Erde, 1798, p. 7, 15. Keferstein: Gesch. des Basaltes, 1819, berichtet über die verschiedenen Anschauungen der Neptunisten.

[2]) Mitscherlich: Abh. Akad. Berlin 1823, p. 38. Ann. Chim. Phys. Vol. 24, p. 371.

[3]) Fuchs: Theorie der Erde, 1844, p. 9, 17. Mitscherlich: Ann. Chim. Phys., Vol. 24, p. 371. Wirkung der Dampf-Atmosfäre. Humboldt: Moll's Jb. 1799, p. 1, vgl. Mohr, p. 299.

[4]) Scheerer: Paramorfose, 1854, p. 69. Gümbel: Bair. Gebirge, 1868, p. 833. Credner führt den Ausdruck hydatokrystallin ein. Litteratur s. Roth: Metamorf. cit., und Roth: Chem. Geol.

[5]) Gerhard: Abh. Akad. Berlin 1816, u. Leonh. Taschenb. 1820, p. 250.

[6]) Pallas: Form. Mont. 1777. Beroldingen, Boué: Ecosse, p. 454: Gneiss = regenerirter Granit.

Digitized by Google

c) Der Gneiss wird ferner von vielen als ursprüngliche Erstarrungs-Kruste gedeutet.[1])

d) Dana u. a. vertreten endlich die Ansicht, dass ein Teil der metamorfen Sedimente aus Tuffen entstanden sei.[2])

Der Gneiss und jedes analoge krystalline Gebilde hat offenbar verschiedene Genesis. Man hat zu unterscheiden:

1. Gneiss als Erstarrungs-Kruste.
2. Gneiss in der Periferie der Eruptivstöcke ist entweder
   a) ein durch Contact-Metamorfose umgewandeltes Sediment oder
   b) ein pseudo-stratificirter Granit: Gneissgranit, eruptiver Gneiss.
3. Dislocationen, insbes. Faltungen erzeugen local Gneiss und andere hochmetamorfe Sedimente.
4. Der Gneiss kann Produkt des allgemeinen Metamorfismus sein, und zwar können Complexe
   a) in Folge von Überlagerung generell metamorfosirt werden; endlich dürfte in langen Zeiträumen
   b) die Circulation der Gewässer allein bei normaler Temperatur genügen, um Sedimente hochgradig umzuwandeln.

Die Materialien der metamorfen Schiefer sind offenbar in verschiedener Weise entstanden, sie differirten von Anfang an in Bezug auf fysikalische Eigenschaften, Korngrösse etc. und es begreift sich, dass die fernere Umbildung auch spezifisch abwich. Vor allem ist es einleuchtend, dass ein bunter Wechsel von grobkörnigen und pelitischen, kieselreichen und basischen Sedimenten schichtweise verschieden metamorfosirt werden musste.

Ergebniss: 1. Durch Eruptivmassen werden locale Wandlungen der Sedimente bewirkt. Intrusivmassen und ganze Massifplatos können von Sedimenten überkleidet werden und

---

[1]) Freuriau: J. Phys. anno 13. Breislek: Geol. Cordier: Ann. Mines (2), Vol. 2, p. 120. Blöde. Beche, Petzholdt, Scheerer u. a. s. Naumann: Geogn. 1854, II., p. 166.

[2]) Dana: A. J. 1843, p. 127. Reyer: Tuffe und tuffogene Sedimente. Jb. Geol. Reichs. 1881, s. Kap. Facies. Pohlig: cit. Dana: A. J. 1884, Vol. 45, p. 119.

Digitized by Google

auf die Sedimente umwandelnd einwirken. In solchen Fällen kann ein regionaler Metamorfismus herrschen, obwohl die unterlagernden Eruptivmassen, welche denselben veranlasst haben, eventuell durch die Erosion noch gar nicht aufgeschlossen sind.

2. Eine andere Ursache des Metamorfismus ist die Umformung der Gesteine. Ist eine Region gefaltet, so herrscht in diesem Gebiete auch ein regionaler Metamorfismus. Gemeiniglich wird schlechtweg die mechanische Bewegung (Dislocation und Umformung) und die hiedurch bedingte Erwärmung als Ursache der Umwandlung bezeichnet. Hiegegen habe ich gezeigt, dass nur das verschiedene Verhalten der Massen gegen das Wasser bedeutungsvoll ist, indem in den Gebieten erhöhten Druckes Lösung, in jenen verminderten Druckes hingegen Abscheidung vor sich geht. Canaval zeigt, dass diess insbesondere im Gebiete der Mulden, bez. Sättel zutrifft, wo die bedeutendsten Druck-Variationen sich vollziehen (pers. Mitteil.) Im Kap. Faltung wurde gezeigt, dass in den Concavitäten Pressungsflächen, in den Convexitäten dagegen Zerrflächen auftreten, dass die Gebiete stärkster Pressung und intensivster Zerrung einander nahe liegen und dass die Flächen stärkster Beanspruchung mit jeder Änderung der Gleichgewichtslagen im Gesteinskörper wandern. Hieraus folgt, dass in den Faltungsgebieten die intensivste Metamorfose herrschen muss, was bekanntlich in der Natur zutrifft.

Liegen keine derart speciellen Ursachen vor, welche die Umwandlung eines beschränkten Gebietes veranlassen konnten, so mussten allgemeine Agentien gewirkt haben, und zwar

3. bewirkt das Wasser allein (unterstützt durch die hohe Temperatur der tiefen Regionen) Zementation, krystalline Umlagerung und Neubildung. Die hohe Temperatur der Tiefe kann in diesem Fall durch Vermittlung des Wassers auf grosse Entfernung wirken.

4. Ausserdem beobachtet man einen schichtweise variirenden Metamorfismus, welcher entweder durch primäre Verschiedenheiten der Sedimente oder durch secundäre Differenzirung bedingt sein kann.

Digitized by Google

Die metamorfen Sedimente können ursprünglich aus einem Urschlamm oder aus einer concentrirten Lösung abgeschieden sein, sie können umgeschwemmter Detritus oder endlich tuffogen sein. Je nachdem das Material in diesen Fällen ursprünglich fein- oder grobkörnig, leicht oder schwer angreifbar war, wird die Metamorfose wesentlich verschieden ausfallen. Das grobe Material kann durch Ausheilung der Bestandteile und Zementation in ein anscheinend hochmetamorfes Gebilde umgewandelt werden, ohne dass die Umwandlung in der Tat besonders intensiv wäre, während das feinkörnige Material gemeiniglich viel intensiver metamorfosirt wird, ohne dass diess auf den ersten Blick auffällt.

Unterscheidung metamorfer Sedimente von Eruptiv-Gesteinen.

Durch Metamorfose kann die Schichtung verwischt werden, insbesondere wenn der Detritus, bez. Tuff ursprünglich homogen war. [1]) Es entstehen so aus ursprünglichen Sedimenten massige Gesteine, ohne dass die Metamorfose besonders intensiv gewesen zu sein braucht.

Die so entstandenen massigen Sedimente gleichen äusserlich den massigen Eruptiv-Gesteinen und da sie im Contact nicht selten mit nachweislichen Eruptiv-Gesteinen durch Übergänge zu einer Einheit verbunden sind, begreift es sich, dass die Neptunisten auf Grund derartiger Beobachtungen die massigen Gesteine (Granit etc.) überhaupt schlechtweg für metamorfe Sedimente hielten. [2])

Die Entscheidung der Frage, ob ein massiges Gestein sedimentär oder eruptiv sei, wird in vielen Fällen schwer fallen. Die mikroskopische Untersuchung kann nur Aufschluss geben, so lange die Umwandlung so unbedeutend ist, dass der klastische Karakter des Gesteines noch nachgewiesen

[1]) Über Gneissgranit u. Granitgneiss: Saussure: Voy. II., p. 390 f. Kap. 38. Studer: Granitoide Gesteine, in welchen Calcit den Feldspat z. T. zu vertreten scheint (s. tuffogen).

[2]) In neuerer Zeit wird diese Anschauung vertreten durch Keilhau (Gäa) und Delesse (Metamorf. 1861, p. 87).

Digitized by Google

werden kann; bei vielen Pseudo-Graniten wird aber der Nachweis einer ursprünglich klastischen Struktur ebensowenig gelingen, wie bei manchem Marmor. Hochmetamorfe Sedimente können eben (insb. im Hangend-Contact) unter Verhältnissen gestanden sein, welche den magmatischen Existenz-Bedingungen vollständig gleichen und unter diesen Bedingungen mussten natürlich Gesteine entstehen, welche von den typischen Eruptiv-Gesteinen sich gar nicht unterscheiden lassen.

In solchen Fällen kann der Geologe nur bei günstigen Aufschlüssen entscheiden, ob das betreffende Gebilde eruptiv sei oder nicht: Gelingt es auf Grund der Schlieren, der Bankung etc. den kuppigen Aufbau der Masse oder den Zusammenhang derselben mit einem Eruptivgang nachzuweisen, so sind die principiellen Zweifel behoben und nur die Abgrenzung der hochmetamorfen Sedimente gegen die anlagernden Eruptivmassen wird unter Umständen schwer fallen. Fehlen aber genügende Aufschlüsse, welche den tektonischen Karakter der Masse (mit Hilfe tektonischer Merkmale) erweisen, so bleibt die Frage, ob das massige Gestein neptunisch oder plutonisch sei, offen.

Metamorfismus der Eruptiv-Gesteine, pseudo-sedimentäre Modificationen derselben.

Die Beschaffenheit vieler Eruptiv-Gesteine erschwert die vorliegende Entscheidung oft wesentlich:

Es ist klar, dass das molekulare Gleichgewicht der Krystalle, welche sich im Magma bei hoher Temperatur abgeschieden haben, oft gestört werden muss durch den Eintritt der niederen Temperatur, welche der Erstarrung folgt.[1])

Diess kann unter Umständen schon während des Erstarrens zu Umlagerungen und Pseudomorfosen führen; überdiess erfolgen in den langsam sich abkühlenden Massifs, welche lange Zeit durch Nachschübe heiss erhalten werden, intensive Umwandlungen, Ausscheidungen etc. (s. secundäre Struktur-Elemente). Später greifen die Atmosfärilien ein und bedingen

[1]) Knop: Bildung des Granit. Naturw. Verein Karlsruhe, 1871.

Digitized by Google

in den Eruptivmassen gerade so, wie in den Sedimenten, tiefgreifende Metamorfosen.

In vielen Fällen sind die secundären Bildungen als solche leicht kenntlich (Zeolit, Calcit, Epidot, Chlorit), während in anderen Fällen die secundären Bestandteile erst bei eingehender Untersuchung auffallen.

Schon Beche, Delesse sprechen es aus, dass man nur desshalb keine Laven in älteren Formationen nachweisen könne, weil die spezifischen Merkmale eben durch den Metamorfismus verlöscht seien und Judd betont insbesondere, dass die glasige Basis in den Laven älterer Formationen meist umgewandelt ist, wodurch viele zum Trugschluss verleitet werden, als seien in älterer Zeit überhaupt keine Laven gefördert worden.[1])

Der Diabas ist in vielen Fällen nichts anderes, als ein umgewandelter Dolorit,[2]) viele alte, sogenannte Porfyr-Gesteine, sind einfach metamorfosirte Laven etc.

Zunächst wird gemeiniglich die Grundmasse umgewandelt, dann folgen die krystallinen Bestandteile: die Olivin-Gesteine werden zu Serpentin, der Glimmer vieler Eruptiv-Gesteine ist secundär, der augitische Bestandteil neigt zur Umwandlung in Hornblende, sodass die Mehrzahl der Diorite zu den metamorfen Gesteinen zu rechnen sind. Störender und verwirrender als diese Wandlungen ist aber jene texturelle Änderung der Eruptiv-Gesteine, welche, wie es scheint, oft in Folge von Dislocation eintritt.

Werner, Saussure u. a. behaupteten auf Grund der schlierigen Beschaffenheit und Plattung gewisser Massengesteine deren sedimentäre Genesis und Hutton's Schule konnte keine stichhaltigen Gegengründe vorbringen, bis Breislak nachwies, dass die schlierige Textur und Plattung eine Eigentümlichkeit vieler Eruptiv-Gesteine ist und mit der Schichtung der Sedimente nicht verwechselt werden darf.[3])

---

[1]) Delesse: Metamorf. 1861, p. 27. Judd: Geol. Mag. 1875, p. 81.

[2]) Bonney: Geol. Mag. 1879, p. 200.

[3]) Über schlierige, flaserige, plattige, schiefrige Eruptiv-Gesteine s. Breislak: Geol. Scrope: Volc. 1825 u. Trans. geol. soc. 1827. Featherstonehough: Rep. geol. Prärie. 1836, p. 30. Coquand: Bul. geol. 1838, p. 222. Dana: A. J. 1843, Vol. 45, p. 104.

Digitized by Google

Die Unterscheidung ist, wie gezeigt wurde (s. Struktur-Elemente), in vielen Fällen nicht schwer, nur unter gewissen Bedingungen dürfte die Frage, ob man eine wahre Schichtung oder pseudo-sedimentäre Struktur vor sich habe, allerdings schwierig sein; insbesondere trifft diess zu, wenn ein Massif steil aufgestaut ist (mit Parallelismus der Struktur-Elemente) und wenn überdiess eine intensive Clivage hinzutritt (s. Gneissfächer.[1])

Gewiss sind bisher oft Gesteine von zweifelhafter Genesis ohne genügende Begründung bald als metamorfe Sedimente, bald als Eruptiv-Gesteine bezeichnet worden; bedenkt man überdiess, dass der primäre krystalline Absatz für gewisse krystalline Gesteine nicht ausgeschlossen ist, so wird man bewogen, die Bezeichnung „metamorf" mit mehr Kritik anzuwenden und in zweifelhaften Fällen lieber den Ausdruck „krystallines Gestein" zu substituiren.

[1]) Jb. Mineral. 1838 (Fournet), Jb. Mineral. 1847, p. 297, Q. geol. soc. 1856, p. 350, und 1858, p. 84 (Scrope). Bul. geol. 1847, p. 617 (Frapolli) über eruptiven Gneiss. Über Bruchstücke fremder Gesteine in (eruptivem?) Gneiss berichten: Darwin: Geol. S.-Amerika, p. 141; Naumann: Norwegen, I., p. 123, und Jb. Min. 1839, p. 556. Naumann: Geogn. 1854, II., p. 170. Cotta: Jb. Min. 1854, p. 41. Kjerulf-Dahll: Kongsberg, 1860 (über Gneissgänge).

Digitized by Google

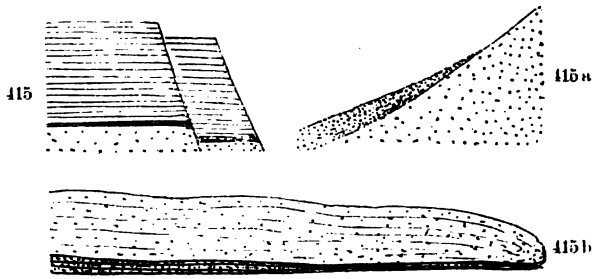
DISLOCATIONEN.

Digitized by Google

Digitized by Google

V. Dislocationen.

Klüftung und Schieferung. — Die meisten Gesteine sind von Klüften durchsetzt: Eruptivmassen zerklüften in Folge der Abkühlung, Lehm wird in Folge des Trocknens rissig, durch Stoffwechsel entstehen in Krystallen und Ge-



steinen Risse etc. In all diesen Fällen ist eine ungleichmässige volumetrische Änderung Ursache der Zergänzung.

Eine viel grössere Bedeutung als diese Prozesse hat aber die Gravitation, welche in weiten Gebieten Spannungs-Differenzen erzeugt und hiedurch Rupturen und Bruch-Systeme producirt, die im Folgenden besprochen werden sollen:

Wenn eine Gesteinsmasse ungleich unterstützt ist, wenn sie ungleich gehoben oder gesenkt wird, wenn sie gestaut und horizontal verschoben wird, entstehen Risse (Ablösungen), deren Verlauf den Flächen geringsten Widerstandes entspricht. Liegen die Massen nach erfolgter Ablösung fest aneinander, so bezeichnet man die Ablösungs-Fläche als Losung oder Lose; klafft der Riss, so bezeichnet man ihn als Kluft (Klüftung im engeren Sinne).

Die Gehänge-Klüftung ist der einfachste Fall: Wie in einer Sandmasse, sobald das Gehänge verletzt wird,

Digitized by Google

Rutschungen entstehen, so treten im festen Fels unter gleichen Verhältnissen (falls der Druck der hangenden Massen genügt) Abklüftungen ein. Der Klüftungs-Winkel ist für die festen Gesteine, was der Böschungs-Winkel für die losen Materialien und breiigen Substanzen ist. (Fig. 415—415 b.)

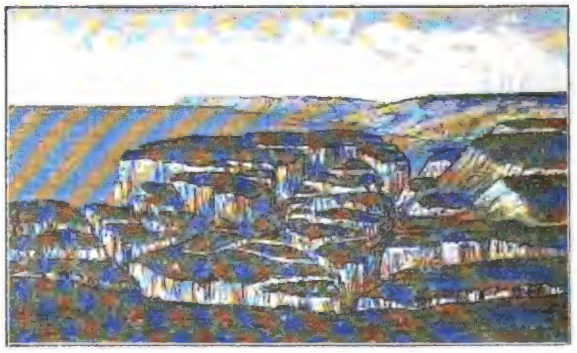


Fig. 416.

In den Lehmgruben, an den Steilabfällen der Trachyt-Tuff-Terrassen von Neapel etc. kann man den Fortgang der Erscheinung studiren. Zunächst entstehen im Gebiete des seitlich nicht gestützten Materiales (also nahe dem Absturz) Risse; pfeiler- und mauerförmige Prismen lösen sich ab, sie

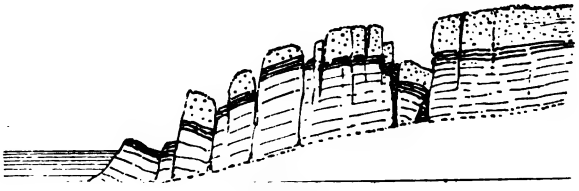


Fig. 417.

senken sich, die Klüfte erweitern sich zu Spalten. In dem Masse, als diess geschieht, werden die dahinter anstehenden Massen der Stützung beraubt und nun wiederholt sich der Prozess hier. So zerklüftet und zersitzt die Masse vom Rand gegen innen; die Klüftung schreitet in dieser Richtung vor in dem Masse als die vordem abgeklüfteten Massen der Erosion anheimfallen. Fig. 416 und Profil-Fig. 417 zeigt eine mit glei-

Digitized by Google

tender Bewegung (über die geneigte Unterlage) verbundene Zersitzung eines Schichtsystemes.[1]) Oft geht der Prozess so rasch vor sich, dass man ihn verfolgen kann; in anderen Fällen kann man die Raschheit desselben nur erschliessen aus der Frische der Bruchflächen; Verwitterung und Vegetation haben nicht Zeit, die Abstürze zu runden und zu überkleiden. Eine Variante dieser Erscheinung bieten die Ringbrüche der Krater (s. Kilauea) und die kesselförmigen Brüche, welche entstehen, wenn das hangende Gestein gegen einen durch Natur oder Kultur geschaffenen Hohlraum niederbricht (s. „Pinge" von Altenberg).

Der Klüftungs-Winkel (wie der Böschungs-Winkel der losen und breiigen Massen) hängt ab von der Häsion der betreffenden Substanzen. Weiche Massen haben einen mässigen Klüftungs-Winkel, während harte, spröde Materialien steil klüften.

Während der Klüftungs-Winkel verschiedener Metalle untersucht ist,[2]) fehlen Angaben über den Klüftungs-Winkel der Gesteine, ein Mangel, welcher empfindlich ist, weil der Böschungs-Winkel in der Natur meist durch verschiedene Agentien modificirt wird. Insbesondere wirkt störend der Umstand, dass die meisten Gesteine vielfach zerklüftet sind und demgemäss sich in Trümmer auflösend, abstürzen und abgleiten, sobald sie an irgend einer Stelle die Stützung verlieren; überdiess wird die Böschung fortwährend durch die Erosion modificirt. Aus diesen Gründen sind die Gehänge der festen Gesteine oft viel variabler als die Gehänge loser Materialien und man bleibt im Unklaren über den spezifischen Klüftungs-Winkel der betreffenden Gesteine.

Ursache der Gehänge-Bildung ist in ein und dem anderen Falle die Erosion (oder Brandung) oder eine steile Dislocation. Besonders leicht treten Gehängebrüche ein, wenn ein fester Complex auf einem plastischen oder leicht erodirbaren Material aufruht. Das Absitzen erfolgt in diesem

[1]) Conybeare-Buckland: Landslip of Axmouth, 1840.

[2]) Die eisernen Panzerplatten brechen am leichtesten unter einem Winkel von 70°/₀, wesshalb man den konischen Kugeln eben diesen Böschungs-Winkel gibt (s. Scheerwinkel).

Digitized by Google

Falle oft so rasch, dass Erosion und Vegetation nicht Zeit haben, die Böschung zu modelliren und zu überkleiden; immer treten frische Bruchflächen auf, sobald die alten ausgeglichen und überkleidet sind.

Clivage.

Verwandt mit der Klüftung und oft mit derselben durch Übergänge verbunden ist die „falsche Schichtung", secundäre Schieferung oder Clivage. Die Erscheinung wurde bereits im vorigen Jahrhunderte constatirt; man fand, dass die Clivage

Fig. 418.

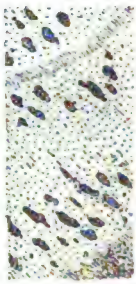


Fig. 419.

meist dem Streichen des Gebirges folgt und wechselvoll, doch zumeist steil fällt. [1])

Baur zeigt, dass die Clivage eine senkrecht zum herrschenden Druck erfolgende Gleiterscheinung ist. Sharpe beobachtet, dass flache Fossilien und Geschiebe parallel der secundären Schieferung sich umlagern und schliesst hieraus, dass die blattförmigen Bestandteile senkrecht gegen den Druck umgeordnet werden. [2]) In der Natur wie im Experiment kann man beobachten, wie die lamellaren Bestandteile der geschieferten Masse in der Nähe der Schieferungs-Fläche sich biegen und umlagern und endlich im Bereiche der Verschiebungs-

[1]) Lasius: Harz, 1789. Voigt: Gebirgskunde, 1797, Karst. Arch. Vol. 8 und 10. Rogers: Appallach. 1837. Darwin: Reise, Kap. 6, p. 163. Heim: Gebirgsbildung, 1879, Vol 2, p. 80.

[2]) Baur: Karst. Arch. 1846, p. 398. Sharpe: Geol. J. Vol. 2 und Vol 5 und Q. Geol. Soc. 1847, p. 87. Herschel: Phil. Mag. Vol. 12,

Digitized by Google

Fläche selbst sich vollständig der secundären Richtung anbequemen.[1]) Fig. 418, 419 zeigen die Umlagerung von Geschieben (nach Reusch) in Folge von seitlicher Pressung und Stauung; die ursprüngliche Schichtung ist jedoch in diesen Fällen nicht verwischt.

Sorby, Tyndal, Daubrée führen Experimente aus, in welchen plastische Substanzen (Lehm, Wachs), welche zur Blätterung neigen, wenn man dieselben unter Druck dislocirt, parallel den Gleitflächen Clivage annehmen.[2]) Daubrée sucht auch die Bildung der Fächer-Struktur experimentell zu erläutern, indem er Lehm oder Blei zwischen Platten presst

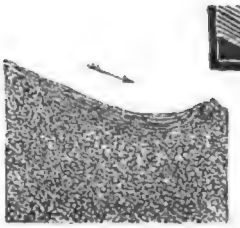


Fig. 420.

Fig. 421.

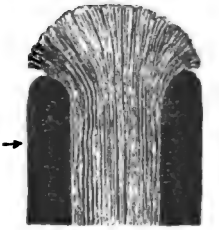


Fig. 422.

bis die Masse seitlich ausgequetscht wird; die vorquellenden Partien besitzen convergente Clivage. Fig. 420 = Blätterung in Folge eines Keilhauen-Hiebes, Fig. 421 veranschaulicht die blätterige Struktur des aus einer Öffnung ausgepressten Lehmes, Fig. 422 zeigt die Fächer-Clivage einer zwischen den Pressplatten vorquellenden Masse.

p. 198. Daubrée: Geol. experim. 1880. Crosby meint, die Erdbeben-Wellen müssten im betroffenen Gebiete auch eine (elliptisch verlaufende, steil einschiessende) Clivage erzeugen. Boston soc. nat. hist. 1882. Fisher (Geol. Mag. 1884, p. 204, 266, 397) bezeichnet die Clivage-Flächen als Scheerflächen (seitlicher Druck und scheerende, schleppende Verschiebung nach den Flächen geringsten Widerstandes. S. Scheerwinkel.) Siehe ferner Gilbert: A. J. 1884, Vol. 27, p. 47 (jointed structure). Fisher: Geol. Mag. 1885, p. 174 (Clivage).

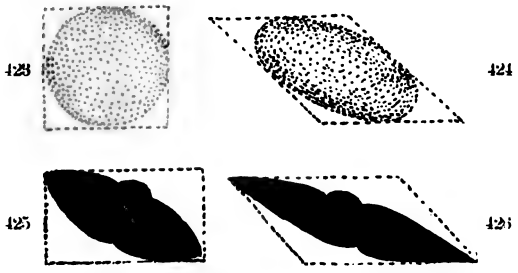
[1]) Studer: I., p. 230.

[2]) S. Naumann: Geol. 1850, I., p. 515, 997. Vol. 2, p. 208. Phillips: Brit. Assoc. Rep. 1856, p. 369. Daubrée: Geol. Experim. 1880 Heim: Gebirgsb. 1879, Vol. 2, p. 1, 80.

Digitized by Google

Eisen, welches lange gewalzt oder gehämmert wird, blättert sich, indem die verschieden gemischten Partien, Schlacken-Einschlüsse, Luftblasen etc. in der Gleitebene blattförmig ausgewalzt werden. Kanonenkugeln, welche auf Panzerplatten treffen, produciren Schieferung; die Explosions-Stoffe bewirken in ihrem nächsten Wirkungskreis eine plattig-schiefrige Absonderung der Gesteine; die Keilhaue, welche in das Bergsalz eingeschlagen wird, erzeugt eine Blätterung des Salzes. Selbst pulverförmige Stoffe werden unter einseitiger Belastung schiefrig u. s. f.[1])

Dass die Clivage oft mit einer weitgehenden quetschenden Bewegung und intensiven Deformation der bez. Gesteins-



massen zusammenhängt, wird durch die Funde gequetschter Fossilien bewiesen. Fig. 423, 424 zeigt die Deformation eines Quadrates und Kreises in Folge quetschender und scheerender Massenbewegung, Fig. 425, 426 zeigt die analoge Deformation eines Fossiles (Fisher).

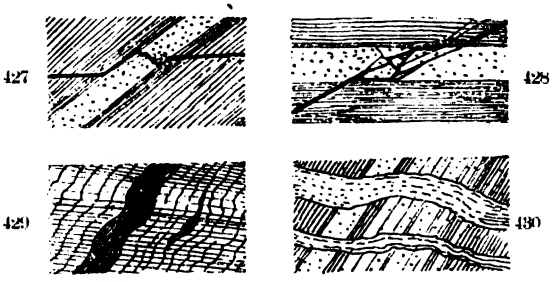
A. O. wurde ausgeführt, dass Störungen des Gleichgewichtes insb. eintreten, wenn vordem vom Wasser bedeckte Massen auftauchen und trocken gelegt werden. Klüftung und Clivage stehen also in causalem Zusammenhang mit Emersion.[2])

[1]) Jannetaz: Bul. Soc. Chim. 1883, p. 51.

[2]) Crosby (Geol. Mag. 1881, p. 418) betont, dass die Emersion und Erosion Entlastung und Wärme-Verlust zur Folge haben und meint, hiedurch werde die Clivage der Gesteine bedingt; er übersieht die durch Emersion bedingten Gleichgewichts-Störungen.

Digitized by Google

Die Abhängigkeit des Klüftungs-Winkels von der Festigkeit des Materiales fällt nicht nur an den natürlichen Abstürzen der Felsmassen auf, sie zeigt sich auch, wenn ein aus verschiedenen Gesteinen bestehender Complex von Verwerfungen durchsetzt wird. Die Klüftung hat in diesem Falle einen wesentlich anderen Karakter, je nachdem sie milde oder spröde Gesteine durchsetzt; es ändert sich der Winkel, er wird abgelenkt, der im weichen Gestein eben und monoton verlaufende Bruch zersplittert, sobald er in die spröde Masse eintritt (Fig. 427, 428). Der Gegensatz wird noch auffälliger, wenn ein Teil des Materiales plastisch ist. In diesem Falle entstehen unter Umständen im plastischen Material gar keine



Risse oder, falls sie entstehen, schliessen sie sich rasch wieder. Fig. 429—431 zeigen die Beschränkung der Clivage auf einzelne Schichten (s. Beche, Vorschule, Fig. 240 f.).

Das Herrschafts-Gebiet einer Dislocation hängt nicht nur ab von der Starrheit bez. Plasticität des Materiales, sondern auch von der Intensität der mechanischen Einwirkung. War der Andrang strichweise mässig, in einer anderen Partie dagegen vehement, so können sich die ersteren Massen plastisch umformen, während die letzteren rupturell umgeformt werden (s. Umformung).

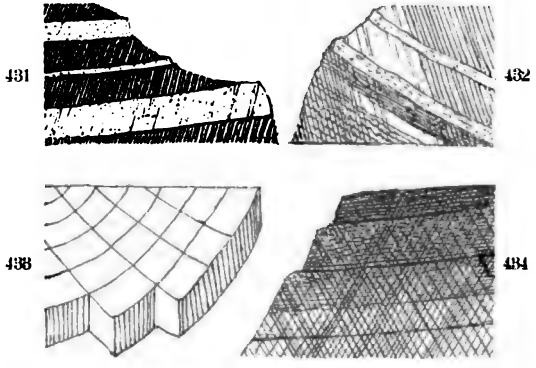
Wie die Klüftung, so tritt auch die Schieferung oft nur strichweise (in der Zone stärkster Dislocation) auf, wie Fig. 432 zeigt, wo die Schichten in der Mitte nur von wenigen Klüften durchsetzt sind, während die Massen zur Rechten und Linken von einer steilen Clivage durchsetzt sind (zonenweises Vicariren von Klüftung und Clivage).

Digitized by Google

Mitunter treten zwei oder mehr Systeme von Clivageflächen nebeneinander auf,[1]) wie Fig. 434 veranschaulicht

Die Orientirung der Klüfte ist mitunter auf weite Strecken ziemlich constant, während in anderen Fällen eine harmonische Abweichung und Ausbiegung beobachtet wird,[2]) wie Fig. 433 versinnlicht. Die mechanische Beanspruchung variirt eben und die Flächen grösster Beanspruchung verlaufen dementsprechend gekrümmt oder windschief.

Es ist oft, insbesondere bei homogenem Material,[3]) schwierig, Schieferung und Schichtung zu unterscheiden. Wo sich hingegen die einzelnen Schichten unterscheiden, kann



man gemeiniglich die secundäre Struktur deutlich quer durch die Schichtung verfolgen. Schon bei ungleichem Korn der einzelnen Schichten fällt es auf, dass die Clivage schichtweise verschieden ausgebildet ist; insbesondere neigt schieferiges Material zur Clivage, während die körnigen Einlagerungen nur mässig geklüftet erscheinen.[4])

[1]) Beche: Vorschule. Loretz über Clivage, Jb. geol. Preuss. 1882, p. 281 f.

[2]) Gutbier beobachtet in der Sächs. Schweiz Abweichungen der Klüftung des Sandsteines bis zu 30°. Vgl. Hettner, Sächs. Schweiz, 1886, p. 44.

[3]) Greenough: Geol. übers. 1821, p. 12. Keilhau: Jb. Min. 1846, p. 845. Sorby: Q. J. Geol. Soc. 1849. Studer: Jb. Min. 1850, p. 828

[4]) Beche: Cornwall, und Theoret. Geol. Jokely: Jb. Geol. Reichs. 1855. Balzer: N. Jb. Min. 1878. p. 31, 461 und Fig. Balzer: Berner Oberland, 1880, p. 105, 127.

Digitized by Google

Die Clivage ist für die Metamorfose der Gesteine bedeutungsvoll, indem die Circulation des Wassers nach den neuen Flächen leicht vor sich geht. Zu den ursprünglichen Bestandteilen des Gesteines treten Neubildungen (insb. secundärer Quarz und Glimmer), wodurch das Gestein schichtweise so geändert wird, dass nicht selten die secundäre Struktur viel auffälliger wird als die primäre Schichtung. [1])

Form der Klüfte und Verwerfungen; Ausfüllung der Hohlräume.

Jede Spalte bedingt Verschiebung der getrennten Teile. Spalten mit namhafter Verschiebung bezeichnet man als Verwerfungen, und zwar als Verwerfungen im engeren Sinn, falls die Verschiebung in steiler Richtung, als Verschiebungen, wenn die Dislocation in flacher Richtung vor sich gieng.

Da die Gesteinsmassen meist zerklüftet sind und eigentlich nur aus fest zusammengepackten Trümmern bestehen, begreift es sich, dass Spalten von namhafter Ausdehnung sich nur selten halten. Die Spalten werden z. T. mit Zerreibsel, z. T. mit abgestürzten Massen des Wandgesteines, eventuell mit eruptivem Material erfüllt. Nahe der Erdoberfläche tritt auch eine Füllung von oben ein; Humus, Geschiebe, Baumstämme etc. werden in Gängen in namhafter Tiefe nachgewiesen. [2])

Die Ausdehnung einer Bruchfläche ist bald beschränkt, bald sehr namhaft. Bei localen Spannungen entstehen eben nur beschränkte Risse, welche auskeilen, sobald die Region erreicht ist, in welcher die Spannung nicht genügt, um die Festigkeit der Materialien zu überwinden. Fig. 435 zeigt das Verlaufen einer beschränkten Verwerfung. Ursprünglich lagen die obersten Schichten in einer Ebene, die rechte Seite hatte die Tendenz zu schrumpfen und zog sich nach erfolgter Ruptur

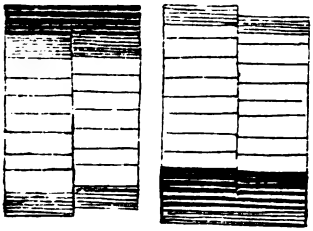
[1]) Naumann: Geol. 1854, Vol. 2, p. 134. Kjerulf: Norwegen. Loretz: Schieferung Jber. Senkenb. Nat. Gesell. 1880, Jb. Geol. Anstalt Preuss. 1882, p. 262 f. Becke, Schuster Vh. geol. Reichs. 1887, p. 4.

[2]) Matesius: Sarepta. Berger: Trans. Geol. Soc. L. 1811, p. 159. Carne: Trans. Geol. Cornwall, 1828, p. 238.

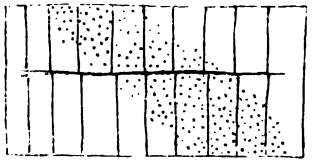
Digitized by Google

in der Weise zusammen, dass die unterste, bez. oberste Schichte mit der zweiten Schichte der anstossenden Seite coincidirte u. s. f. (Nonius-Verschiebung). Fig. 435 a zeigt eine beiderseits beschränkte Losung.

Die localen Spannungen, welche derartige kurze, auskeilende Blätter, Klüfte und Verwerfungen bewirken, werden verursacht durch verschiedene Erwärmung oder Abkühlung durch abweichende chemische Wandlungen in benachbarten Massen oder durch andere örtliche Störungen des Gleichgewichtes. Derartige locale Klüftungen sind nicht selten praktisch wichtig für den Steinmetz, indem das Gestein durch die Klüfte strichweise in Stücke von brauchbarer Form und Grösse zerschnitten wird (Prismen, Platten, Griffelschiefer etc.); für den Bergmann aber ist die locale Klüftung bedeutungsvoll, sofern die Klüfte eines Striches oder einer Schichte von Erzen durchsetzt sind. [1])



435



435 a

Die Ausdehnung und Gestalt der Klüfte und Verwerfungen spielt innerhalb weiter Grenzen. Während die grosse Mehrzahl der Klüfte gewiss auf einzelne Gesteinscomplexe oder Schichtsysteme beschränkt ist, durchsetzen andere Brüche die ganze Erdkruste und lassen sich auch in horizontaler Richtung mitunter einige Tagmärsche weit verfolgen; allerdings bleibt es meist zweifelhaft, ob man es in solchen Fällen wirklich mit einer Verwerfung oder aber mit einer Serie von Brüchen zu tun habe. Die Ausdehnung der Füllmassen (Gänge) s. unten. Die Form der Klüfte (bez. Gänge) ist in vielen Fällen monoton, ebenflächig, in anderen Fällen wechselt das Streichen (Fig. 436) oder das Fallen (Fig. 437). Modell-Fig. 438 zeigt die Zersplitterung bez. Vereinigung von Gängen, bei x ist das Auskeilen eines Ganges ersichtlich.

[1]) Über locale Klüftung Grimm: Lagerstätten, 1869, p. 105, Geol. Mag. 1866, Vol. 3, p. 148.

Digitized by Google

Fig. 439—442 zeigt, wie die Gestalt der Spalte durch den Betrag der Verschiebung bedingt wird.

Weicht die Kluft, bez. Verwerfung bedeutend von der Vertikalen ab, so ist der hangende Flügel in Folge von Niederbrüchen (insb. nahe der Erdoberfläche) strichweise stark zertrümmert, wie Fig. 443, 444 zeigt. Derartige trichterförmige Zersplitterungen der Gänge sind für den Bergmann oft durch ihren Erzreichtum wichtig (Comstock, Nevada).

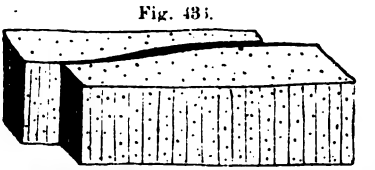


Fig. 435.

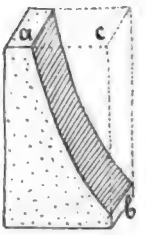


Fig. 437.

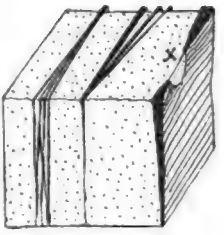
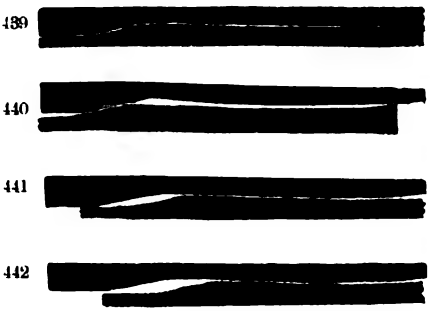


Fig. 438.

Wird ein Spaltsystem von einem zweiten gekreuzt und vollziehen sich in ein oder dem anderen Verschiebungen, so resultiren mannigfaltige Gestaltungen der Spalte (und der Gangmasse), wie Fig. 445 (Dioritgang im Granit, Sierra Nevada) zeigt. In plastischem Material entstehen in Folge von Pressung und Zerrung selten Spalten von grosser Ausdehnung, sondern Serien kurzer Zerrklüfte, welche jedoch auf ein oder der anderen Seite untereinander zusammenhängen mögen, sodass die bez. Hohlräume nicht bloss von hydatogenen Mineralen (u. a. Erzen), sondern selbst von Eruptiv-Material erfüllt werden können. Fig. 446 zeigt eine derartige Serie linsenförmiger Dioritgänge im Schiefer (Sierra Nevada).



Mitunter haben die Zerrklüfte die Form von Paragrafen oder von aufgelösten Federfahnen.[1]) Die Gangweitungen

[1]) S. Reyer: Gold in Californien. Preuss. Z. f. Berg- und Hütt. cit.

Digitized by Google

bedingen die Entstehung namhafter Brüche, über deren Karakter man durch die in Bergwerken sich vollziehenden Einstürze belehrt wird.[1])

Wenn die Weitung, welche den Einbruch verursacht, nahe der Erdoberfläche liegt, erreicht die Zertrümmerung die Ober-

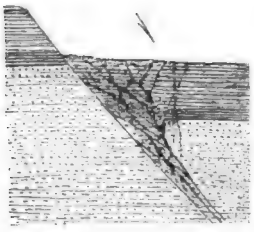


Fig. 443.

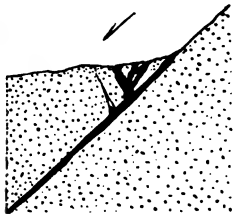


Fig. 444.

fläche des Gebirges; der Bruch geht zu Tag aus. War das Material erdig, so entsteht eine Senkungsmulde,[2]) welche den dem Material entsprechenden Böschungswinkel annimmt. War das Material steinig und der Bruchraum gross, so ist der Einsturztrichter häufig gegen oben von steilen Wänden begrenzt. Schutthalden reichen von ihnen bis in den Grund.[3])

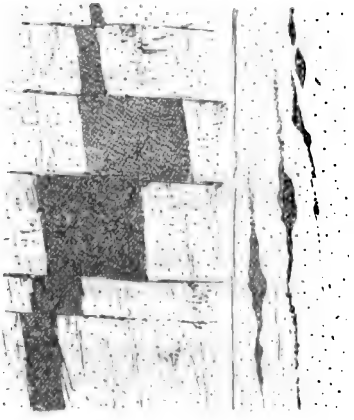


Fig. 445. Fig. 446.

In der Natur wiederholen sich die gleichen Erscheinungen: nahe der Erdoberfläche gelegene Spaltweitungen verursachen die Entstehung von runden oder ovalen Einsenkungen, Kesseln oder Kesseltälern (Dolinen).[4])

Die letztere Tatsache leuchtet auf den ersten Blick nicht ein; man erwartet vielmehr, dass junge Verwerfungen im

[1]) Reyer: Einstürze, ö. Z. Berg. Hütt. 1882.

[2]) Solche Mulden entstehen u. a. in Folge des Abbaues oberflächlich gelegener Kohlenflötze.

[3]) Pingen von Schlackenwald und Altenberg. Reyer: Zinn. 1881.

[4]) Reyer: Karststudie. Geogr. Gesell. Wien 1880, „Doline" = Tälchen.

Digitized by Google

festen Gebirge an der Erdoberfläche weithin als klaffende Spalten sichtbar sein sollten. Eine kurze Überlegung zeigt aber das Irrtümliche dieser Ansicht. Erstens entstehen Spaltweitungen begreiflicherweise nie längs der ganzen Verwerfung, sondern nur streckenweise; zweitens stellen die Gesteine keine continuirliche starre Masse dar, sondern sie sind durchaus zerklüftet in Folge der gebirgsbildenden Bewegung und anderer Einflüsse.

Jedes Schicht- und jedes Massengestein ist eigentlich nur ein aus Bruchsteinen und Quadern wohl zusammengefügtes Ganzes. Eine Spalte, welche durch eine derartige Masse setzt, wird natürlich sogleich Verschiebungen bewirken.

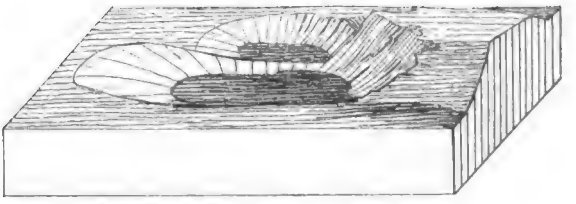


Fig. 447.

An den engeren Stellen der Spalte rücken die Bruchsteine zusammen, sie stossen aneinander, sie sperren sich gegenseitig und die Spalte wird hiedurch geschlossen. Nur an den weitesten Stellen stehen die Wände so bedeutend auseinander, dass die gegenüberliegenden Blöcke sich nicht gegenseitig stützen können. Dann sinken die Massen natürlich ringsum so weit der Tiefe zu, bis sie hier einander erreichen und sperren. So entstehen muldige Senkungen und Kesseltäler. Ich führe die Kesseltäler (Dolinen) des Karst als Beispiele an.[1]) Fig. 447 zeigt zwei aneinander stossende Senkungs-Kessel von etwa 100 *m* Durchmesser. Die linken (NO) Gehänge beider Dolinen sind flach, weil die Schichten im Sinn der Gehänge gegen rechts (SW) einschiessen; die rechten

[1]) Ein Teil dieser Kesseltäler wird durch unterirdische Erosion verursacht und jedenfalls werden auch die ursprünglich durch Verwerfungs-Weitungen bedingten Brüche nachträglich durch Erosion modellirt und modificirt (s. Mojsisovich: Jb. geol. Reichs. 1880, p. 226). Einsturztäler und Trichter sind für manche Gegenden, insb. für Kalkgebirge,

Digitized by Google

Gehänge aber bestehen aus dem gleichen Grund aus steilen Abstürzen. Die Abstürze zeigen den kahlen Kalkfels, die flachen Gehänge sind mit Weide bewachsen, der Dolinen-Grund endlich wird von Feldern eingenommen, ein Kultur-Contrast, welcher so typisch ist, dass man mit Sicherheit aus der Katastralkarte, in welcher nur die Kulturen notirt sind, den Verlauf der Dolinen und mithin das Relief des Platolandes reconstruiren kann.

Eine Verwerfung mit vielen nahe an die Erdoberfläche reichenden Weitungen bewirkt die Entstehung eines Kessel-

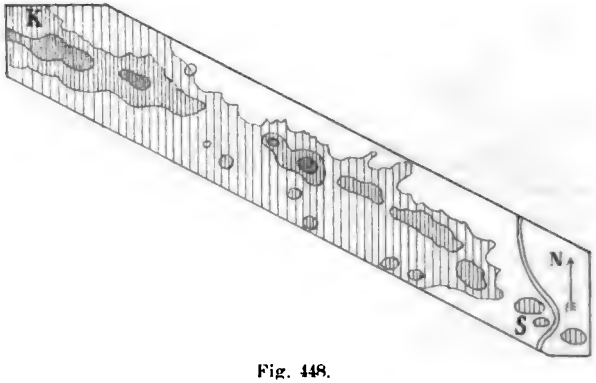


Fig. 448.

Bruchtales. Fig. 448 stellt das Relief des 5 *km* langen Dolinen-Tales von Smarje dar.

Die Linie beginnt 5 Minuten nördlich von Smarje und läuft über einen 5 Minuten südlich von Kreplje (K) gelegenen Punkt. Die Isohypsen, welche die Höhen von 260, 280 und 300 *m* über dem Meere markiren, lehren uns, dass die besagten Einsenkungen flache, langgestreckte Mulden bilden, dass diese Mulden, je weiter gegen W., um so tiefer sich senken; dass die ganze Serie von Dolinen eine talartige Senkung darstellt und endlich, dass das nördliche Gehänge dieses Tales steil (20—30°), das südliche Gehänge aber sehr flach (15—5°) ansteigt.

karakteristisch. Kalkplato des Doubs, Frankreich, Plato des Jura, Kreide-Formation von Jütland etc. Auch die grossen Gypsgebiete (Mannsfeld, Thüringen etc.) besitzen Einsturztrichter und Sauglöcher.

Digitized by Google

Die steilen Gehänge sind felsig und waldig, die flachen Gehänge sind mit Weiden überkleidet, der Talgrund wird von Feldern eingenommen. Der Contrast der N.- und S.-Gehänge wird, wie bei Fig. 447, durch die Stellung der Schichten be-

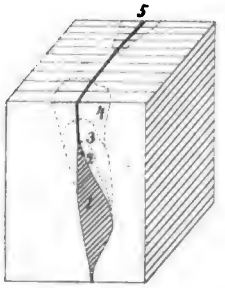


Fig. 449.

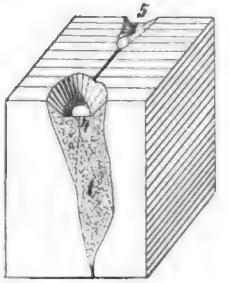


Fig. 450.

dingt. Auf der flachen Seite liegen die Schichten flach, auf der steilen N.-Seite aber ragen die steil aufgerichteten Schichten als Zacken und Kämme auf. Es liegt hier offenbar eine Verwerfung vor, deren nördlicher Rand geschleppt und steil aufgerichtet ist. Die Verwerfung streicht zwischen SO. und OSO., verläuft also parallel der Faltung des Karstgebirges. Die nahe der Erdoberfläche befindlichen Weitungen der besagten Verwerfung wurden Ursache jener Einsenkungen, deren Verlauf in der vorstehenden Figur dargestellt wurde.

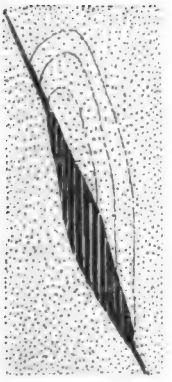


Fig. 451.

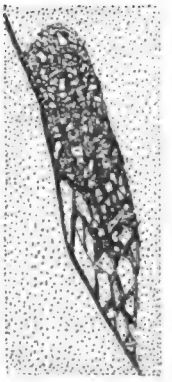


Fig. 452.

Viele Brüche hängen nachweislich mit Spaltweitungen zusammen. Die zwei Parallel-Figuren 449, 450 stellen den Vorgang dar. In Fig. 449 ist die Spaltweitung *(1)* kräftig hervorgehoben und durch punktirte Linien angezeigt, wie nacheinander Stück für Stück die Deckgesteine nachstürzen — zuerst *2*, *3*, dann *4*. — In Fig. 450 ist gezeigt, wie schliesslich der ganze hohe Bruchraum mit Trümmerwerk ausgefüllt

Digitized by Google

ist und wie an der Erdoberfläche ein Einsturztrichter *(4)* auftritt. In der Fortsetzung derselben Spalte sehen wir bei 5 abermals eine Doline angezeigt, deren Längserstreckung mit dem Streichen der Verwerfung harmonirt.

Diess ist die Erscheinung der zu Tag ausgehenden Brüche. In der Tiefe ist die Form der Brüche wesentlich verschieden, wie die Aufschlüsse in Bergwerken zeigen. Fig. 451 zeigt eine Spaltweitung; die punktirten Linien zeigen an, dass successive gewölbeförmige Massen der hangenden Gesteine niederbrachen, wodurch sich ein gewölbter Hohlraum Fig. 452 bildete, welcher ganz oder z. T. mit Trümmerwerk erfüllt ist.

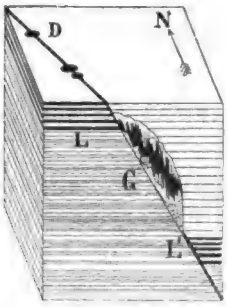


Fig. 453.

Ist das Gestein sehr brüchig, so schreitet der Bruch so lange fort, bis die aufgelockerten Massen (welche einen grösseren Raum einnehmen, als das compacte Gestein) den ganzen Hohlraum ausgefüllt haben und bis an die Decke anstehen. Der Bruch kommt in diesem Falle durch natürliche Stützung zum Stillstand und zur Selbstheilung. War das Wandgestein aber fest, so trümmern eventuell nur einzelne zerklüftete oder sonst unhaltbare Partien nieder, es bildet sich im Grund der Weitung eine Schutthalde, über derselben aber ragt eine tragfähige Wölbung. Als Beispiel diene die Grotte von Corniale (Karst).

Eine steil NO. fallende Verwerfung setzt durch das Gebirge. Die Schichten $L—L'$ (Fig. 453) zeigen an, dass eine Verschiebung im Gebirge stattgefunden hat. Bei *G* sehen wir die durch Spaltweitung und Einsturz der Decke gebildete Grotte im Querschnitt. Das untere Ende ist durch Schuttmassen abgeschlossen. Stalactite überkleiden Decke und Boden. Bei *D* ist die Doline, durch welche man in die Grotte herabsteigt, angezeigt.

Die Fänomene des Karst sind mannigfaltig und lehrreich.

Durch Verwerfung und Unterwaschung entstehen Hohlräume, zahlreiche Brüche ereignen sich in der Folge. Da gehen sie in die Höhe bis sie sich selbst stützen, dort gehen

Digitized by Google

sie zu Tage aus; an zahlreichen Stellen aber runden sich die Hohlräume und Weitungen nur aus, indem so lange Deckengestein nachstürzt, bis ein tüchtiges Gewölbe entsteht. Dome und gewölbte Gänge, hohe Schutthalden und tiefe Schlünde wechseln mannigfach. Das Grundwasser erodirt und nivellirt fort und fort; es füllt die unter seinen Horizont hinabreichenden Spalten und Höhlen allmählich mit Schutt aus. Das niedersickernde Tagwasser aber kleidet die über dem Grundwasser stehenden Höhlen und Klüfte mit mineralischen Neubildungen aus.

Für den Geologen wie für den Bergmann ist von besonderem Interesse die Dauer der Bruchvorgänge.

Der Bruch tritt fast nie unvermittelt ein, sondern wird durch mehr oder minder lang anhaltende Senkungen und locale Ablösungen vorbereitet. Der Bergmann und Techniker kennt jenes Knistern, Dröhnen und Krachen, welches in Strecken mit starkem Firstendruck häufig zu vernehmen ist. Ist die Strecke ausgezimmert, so beobachtet man, wie die Stempel allmählig an den Enden breitgedrückt und zerfasert werden, wie sie sich biegen und endlich bersten. Ist der Stollen oder Tunnel gemauert, so springen bei einzelnen Steinen oder Ziegeln die Kanten aus, dann zertrümmern sie.

Diese Vorgänge können jahrelang anhalten,[1]) ohne zum Bruch zu führen, ja man kann durch Auswechseln der Zimmerung, der Quadern oder der Ziegel den Bruch auf die Dauer verhindern, wenn auch der Firstendruck in einem Grade wirkt, welchem das Material auf die Dauer nicht gewachsen wäre.

Diess kennzeichnet den Vorgang als einen successiven und chronischen. Der Niederbruch ist keine selbstständige Erscheinung, sondern nur der acute Abschluss eines lang anhaltenden Ablösungs- und Senkungs-Vorganges.

[1]) Das Kohlenflötz Haardt bei Bonn ist 2 - 3 *m* mächtig, darüber lagert ein 0·3—1 *m* starker Alaunschiefer. Man führt Strecken ohne Zimmerung und lässt das Dach eingehen. Die Kohle fällt nach 6—8 Jahren, der Alaunschiefer nach weiteren 8—9 Jahren. Dechen in Karsten's Arch. 1831, p. 526.

Digitized by Google

Die Ursache hievon liegt offenbar in der Häsion[1]) und Reibung; in manchen Fällen tritt noch ein drittes Moment hinzu, nämlich die Verkittung. Die Gebirgsmassen sind nämlich von Wasser oder vielmehr von gesättigten Lösungen durchtränkt. Jede Temperatur- oder Druckänderung bewirkt eine veränderte Löslichkeit der Stoffe; da scheiden sich Mineral-Substanzen aus, dort werden sie gelöst.

Wirkt nun ein einseitiger Druck, bez. Zug, so bewegen sich die durchfeuchteten und demzufolge „lebendigen" Felsmassen allmählich in der Richtung des geringsten Druckes. Sind sie plastisch, so rücken sie nach Art eines Teiges vor; bestehen sie aus klüftigen oder erdigen Stoffen, so schleichen sie ruckweise vorwärts. Die absinkenden Massen werden durch Häsion, Reibung und Verkittung zum Teil suspendirt gehalten bis die Ablösung im Hangenden so bedeutend wird, dass ein Bruch eintritt.

Diess kann lange Zeit hergehen, lange können die Klüfte in den hangenden Massen sich erweitern, ohne die Katastrofe herbeizuführen.[2]) Nun sind aber die über der abgelösten Masse anstehenden Gesteine nicht mehr gestützt und es spielt sich in ihnen derselbe Ablösungs- und Senkungs-Vorgang ab, welcher in den tieferen Partien bereits erfolgreich gewirkt u. s. f. Schliesslich geht die so hoch aufgelockerte Masse nieder und vernichtet durch ihre Wucht jede Stütze und Mauerung.

Viele Einstürze werden nach meiner Meinung in der geschilderten Weise vorbereitet und nicht selten erleidet der Praktiker schweren Schaden, weil er diesen Vorgang nicht richtig erkennt. Er vermeidet allerdings jeglichen Hohlraum im Hangenden,[3]) um sein Stützwerk nicht den mit Beschleu-

[1]) Die Unterscheidung zwischen Cohäsion und Adhäsion ist in den meisten Fällen überflüssig; oft wird sie auch geradezu unrichtig durchgeführt.

[2]) Ich habe zertrümmerte und durch Kalkspat zementirte Kalkfelsen gesehen, welche sich dem einseitigen Drucke fortwährend anpassten, ohne zu zerfallen. Jede innere Zerklüftung wurde durch neuerliche Kalkablagerung sogleich wieder ausgeheilt.

[3]) Man sorgt dafür, dass keine Höhlungen durch Abfluss von schwimmendem Gebirg oder durch Unterwaschung entstehen. Vgl. Rziha: Tunnelbau.

Digitized by Google

nigung niedersitzenden Massen auszusetzen; er treibt aus dem gleichen Grunde, sobald die Stempel schrumpfen, frische Keile ein und prüft den Klang, um sich zu überzeugen, ob die Stütze ihren Dienst tut; häufig aber wird gefehlt, indem man zu spät stützt, bez. untermauert. Die Consistenz der Gebirgsart scheint eine verzögerte Stützung oft zu gestatten, was dem Arbeiter jedenfalls immer erwünscht ist. Unmerklich aber tritt doch in vielen Fällen ein Sinken und inneres Zerklüften und Ablösen in den hangenden Massen ein, und ist diess einmal vollzogen, so kann das Stützen leicht zu spät kommen; denn die Klüfte und Hohlräume im hangenden Gestein gestatten eben den noch höher anstehenden Massen sich gleichfalls zu bewegen; trifft diess aber ein, so kommt das hangende Gebirge auf die liegenden Massen mit einem Ruck herab, welchem nicht leicht eine Stütze widersteht.

All' die vorgeführten Erscheinungen; Einbrüche, Dolinen, Höhlen u. s. f. sprechen dafür, dass die verursachenden Dislocationen lebendig sind, d. i. bis in jüngste Zeit angehalten haben. Wäre diess nicht der Fall, so wären diese unbedeutenden und doch so scharfen Lücken längst durch Detritus ausgefüllt. —

Die Ausfüllung der Hohlräume erfolgt nicht nur durch niederbrechende Massen, sondern auch durch die circulirenden Gewässer, welche feinen Detritus und gelöste mineralische Substanzen (Calcit, Quarz, Erze) absetzen und hiedurch nicht nur das Trümmerwerk verkitten, sondern auch grössere Hohlräume ausfüllen.[1])

Wiederholte Dislocationen in der Spalte zerreiben die Füllmasse zu einer Reibungs-Brezzie, es erfolgt neuerlicher Absatz, eine neue Mineral-Generation etc.[2])

Die Gangweitungen verlaufen, wie a. O. ausgeführt wurde, bei den eigentlichen Verwerfungen unregelmässig und da das Füllmaterial sich an die Weitungen hält, ist auch dessen räum-

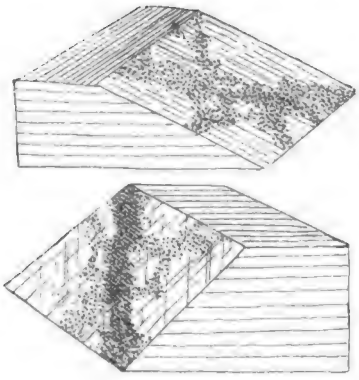
---

[1]) S. Beche, Whitney, Posepny, Groddeck: Erzlagerstätten, 1879, p. 235. Reyer: Toskana, 1884, p. 40: Blei in den V. St. Berg. Hütt. Z. 1885.

[2]) Zertrümmerung und Brezzien-Bildung in loco. S. Bonney: Geol. Mag., 1883, p. 435.

Digitized by Google

liche Verteilung entsprechend wechselvoll (punktirte Partie in Fig. 454). Zwischen den Gangweitungen liegen Partien, in welchen die Wände direct aufeinander liegen; hier verdrückt sich der Gang, das Gangmaterial keilt aus. Die circulirenden Gewässer folgen ebenso wie die Eruptivmassen einem Continuum von Gangweitungen, daher die Erzlagerstätten oft sehr unregelmässig gegen die Tiefe niedersetzende Züge von Erzblättern (Erzschlote) darstellen.[1]) Diese Erzzüge halten sich nicht an alle Gangweitungen, sondern nur an ein bestimmtes Continuum und auch dieses wird nicht ganz mit Erz erfüllt, sondern die Erzfüllung folgt wechselvoll einem begrenzten Streifen. Bald beherrscht sie eine ganze Weitung, bald hält sie sich an schmälere Partien des Ganges, bald ist die ganze Füllmasse des Ganges vererzt, bald hält sich die Vererzung nur an Partien von bestimmter Beschaffenheit u. s. f.



454

455

In Fig. 454 und 455 ist der Gang-Detritus durch Punkte, die „Erzsäule" aber durch Schraffage bezeichnet; man sieht, dass die erstere unregelmässig verteilt ist, während die letztere einem bestimmten Zug folgt, welcher aber durchaus nicht dem Fallen des Ganges zu entsprechen braucht.[2])

Die Aufschlüsse der Gänge in Bergwerken reichen in horizontaler Richtung nicht selten einige hundert Meter, ausnahmsweise mehrere Marschstunden weit.[3])

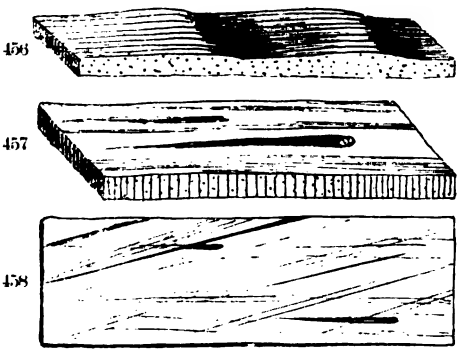
[1]) Beehe: Theor. Geol. 1834, Kap. 10. Foster: Trans. Geol. Soc. 1876, Fig. 8, 9. (pipe veins).

[2]) Beispiele von solchen, schräg gegen das Fallen des Ganges der Tiefe zusetzenden Gängen habe ich in meinen Studien über amerik. Erzlagerstätten gegeben: Gold in Cal., preuss. Z. Berg. Hütt. Vol. 34. p. 6 f. Kupfer in V. St., ö. Z. Berg. Hütt. 1886, p. 4. Blei in Utah, Berg. Hütt. Z. 1885.

[3]) Der Spitaler Gang, Schemnitz, ist 8 *km* weit aufgeschlossen, die längste Gangspalte des Oberharz (Rosenhöfer) ist 16 *km* weit verfolgt u. s. f.

Digitized by Google

Die Ausdehnung der Füllmassen in vertikaler Richtung ist in Bergwerken meist nur bis zu geringer Tiefe ausnahmsweise bis 1000 *m*) aufgeschlossen; doch lassen die Aufschlüsse vermuten, dass die vertikalen Dimensionen in vielen Fällen viel bedeutender sind als die horizontale Erstreckung. Von den Eruptivgängen kann man bestimmt behaupten, dass sie sehr bedeutende vertikale Ausdehnung besitzen (indem sie die ganze Erdkruste durchsetzen), während ihre horizontale Ausdehnung gleichfalls selten einige hundert Meter (ausnahmsweise einige Kilometer) überschreitet. Man kann also ganz allgemein behaupten, dass die (hydatogenen oder eruptiven) Füllmassen der Spalten (Gänge) die Form von steil einschiessenden Bändern haben, indem ihre vertikale Ausdehnung bedeutend, ihre horizontale Längs-Erstreckung gering und ihre Dicke verschwindend ist.



Im Falle der Verschiebung entstehen Ritzer, Gleitstriemen und Rutschflächen, indem entweder die Gesteinswände allein sich gegeneinander reiben oder die Körner und Brocken der Gangfülle als Schleifmaterial dienen. Für die betreffenden Striemen und Gleitflächen gilt, was für die Gletscherschliffe constatirt wurde. Die Richtung der Striemen zeigt die Orientirung der Verwerfung, bez. Verschiebung an,[1]) und zwar kann man die Richtung des Gleitens in günstigen Fällen entnehmen:

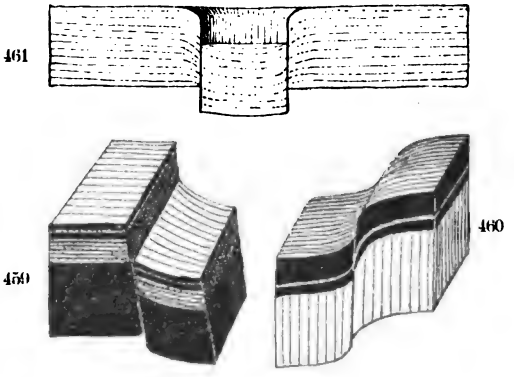
1. Aus dem Verhalten der Gleitbuckel, deren gestriemte, flache Seite die Gleitseite ist, während die rauhen Steilseiten der Buckel vom Schub abgewendet liegen (Fig. 456). Dieses sägen- oder besser feilenartige Profil der Rutschflächen lässt

[1]) Naumann: Geogn., 1850, I., p. 973, II., p. 519.

Digitized by Google

sich in der Grube mit dem Gefühl constatiren, indem man mit der Hand über die Wand wischt: die Richtung, nach welcher man mit den Fingern leicht gleitet, ist die Gleitrichtung; fährt man dagegen mit dem Finger gegen die Gleitrichtung, so fühlt man rauhe Stösse.[1])

2. Nicht selten ist das Ende der Striemen auffallend tiefer und breiter; ausnahmsweise trifft man in demselben jenen Vorsprung oder jenes Gesteinskorn, welches die Ritzung verursacht hat (Fig. 457). Diese Beobachtung ist jedoch oft trügerisch, indem nicht selten gerade der Anfang der Ritzung intensiv ist, während das Ende in dem Masse verschwindet, als das betreffende Ritzkorn während der Bewegung zertrümmert und aufgebraucht wurde.



Nicht selten beobachtet man zwei oder mehrere einander kreuzende Systeme von Rutschstreifen (Fig. 458), woraus man ersieht, dass die Verschiebung in verschiedenen Zeiten nach verschiedenen Richtungen erfolgte.

Schleppung. — Wenn bei einer Dislocation beide Flügel fest aneinander gepresst sind, tritt häufig Schleppung ein (Fig. 459, 460). Die Bedeutung dieser Erscheinung wurde schon von den Bergleuten des vorigen Jahrhundertes erkannt: die Fortsetzung des verworfenen Ganges, bez. Lagers wird durch die Schleppung angezeigt.[2])

Fig. 461 zeigt ein erläuterndes Analogon. Wenn ein Loch durch eine Metallplatte gepresst wird („Lochen" der

[1]) S. Höfer: ö. Z. Berg. Hütt., 1881, p. 167, und 1886, p. 8. Strobel: cit. Berg. Hütt. Z., 1881, p. 434.

[2]) Suab: cit. bei Ferber: N. Beitr. Min. Gesch. 1778, p. 164. Beche: Observer, übers. 1853, p. 579. Köhler: Preuss. Z. Berg. Hütt., 1884, p. 87.

Digitized by Google

Bleche, Schienen etc.), tritt gleichfalls eine auffällige Schleppung längs der Lochwandung (d. i. längs der Verwerfung) auf.

Dislocations-Typen.

Längs- und Querbrüche; Quer-Verschiebungen. — Bei den Gebirgen liegen die Flächen grösster Beanspruchung entweder im Streichen oder quer gegen das Gebirg angeordnet. Die seichten Längsbrüche, welche als Begleiter der Faltung auftreten, wurden im Kap.: Faltung besprochen, die tiefen Brüche werden im Kap.: Tiefe Brüche behandelt.

Unter den Querspalten hat man zwei Typen zu unterscheiden:

a) Verwerfungen (mit steiler Dislocation) und

b) Verschiebungen (mit flacher Dislocation). Schleppung und Gleitstriemen bezeichnen die Verschiebungs-Richtung.

Die Aufschlüsse, welche die geologische Karte bietet, sind dagegen trügerisch: Es erscheint häufig die eine Seite der Verwerfung gegen die andere horizontal verschoben und vielfach wird hieraus schlechtweg eine horizontale Verschiebung abgeleitet, während in der Tat oft nur eine steile Verwerfung vorliegt. Ich bespreche diess wichtige Fänomen sub: Erosions-Verschiebung.

Die Quer-Dislocationen können mitunter tief gehen und das Magma erreichen; die grosse Masse derselben scheint jedoch (ebenso wie die Faltung) nur eine geringe Tiefe zu besitzen und wird vorwaltend durch ungleichmässige Gleitbewegung und Faltung des bez. Schichtsystemes verursacht. Im ersteren Falle hat man es mit eigentlichen Verwerfungen (mit steilen Striemen) zu tun, während im zweiten Fall flachstriemige Verschiebungen vorliegen.[1]) Die Verwerfungen reichen tief, die Verschiebungen sind seicht. Aus den Verwerfungen können Eruptivmassen gefördert werden, während die Verschiebungen hierzu nicht geeignet sind. Die Verwer-

[1]) Über flache Verschiebungen im Jura s. Thurmann: Orogr. Jura, Mem. Inst. Genevois, 1857, separat 1868, p. 127.

Digitized by Google

fungen verlaufen oft unregelmässig (winkelig oder krumm), während die Verschiebungen sich ihrer tektonischen Genesis entsprechend durch Ebenflächigkeit auszeichnen. Das Streichen ist bei den Verschiebungen beständiger, während das Fallen umgekehrt bei den Verwerfungen eine grössere Constanz aufweist.

Ob in einem bestimmten Falle eine Querverwerfung oder eine Verschiebung vorliegt, wird durch die folgenden Beobachtungen entschieden:

a) Wenn die Schichten steil stehen und trotzdem eine grosse horizontale Differenz vorliegt, ist eine alte Verschiebung wahrscheinlich;

b) sicherer kann diess behauptet werden, wenn die Massen beiderseits verschieden gestaut sind;

c) die Ritzung zeigt die Verschiebung-Richtung an.

Oft erscheint eine ganze Querzone von Verschiebungs-Klüften („Blättern") durchsetzt.[1]) Die Gleitflächen sind ausgezeichnet striemig und polirt (Harnisch); mit Getrümmer erfüllte Weitungen sind bei den Verschiebungen viel seltener, als bei den Verwerfungen; dagegen kreuzen sich häufig mehrere Gleitkluft-Systeme unter sehr spitzen Winkeln, wodurch die ganze Gesteinsmasse in ein Aggregat flach polyedrischer Trümmer zerlegt wird. Das zwischen den flachen Gesteinskörpern verlaufende spitzmaschige Gangnetz ist oft in grosser Ausdehnung abbauwürdig.[2])

Dass viele Beben von Quer-Verschiebungen herrühren, wird von Suess, Höfer, Canaval hervorgehoben. S. Beben.

Lagerklüfte werden verursacht durch Verschiebungen; zwischen der oberen abgleitenden und der tieferen ruhenden (oder doch weniger bewegten) Masse entstehen flache Klüfte, welche in vielen Fällen den Schichtfugen folgen (Lagerklüfte, Lagergänge). Fig. 462 zeigt das Verrutschen eines Schicht-

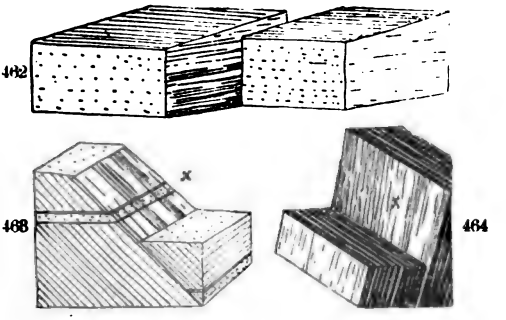
[1]) Unter Blättern verstehe ich Spalten, bez. Gänge von blattförmiger Gestalt, d. i. von geringer, doch weithin gleichmässiger Dicke. Die meisten Blätter sind durch Querverschiebung verursacht, doch gibt es auch Längsblätter und flache Gleitblätter (letztere u. a. auch in Massifs).

[2]) Im Rathhausberg (Tauern) ist eine goldführende Blätterzone 1700 *m* weit und 1500 *m* tief verfolgt. Posepny: Arch. prakt. Geol., 1879.

Digitized by Google

systemes, dazwischen sieht man die Gleitstriemen. Ist das hangende und liegende Material ident, so entgehen diese Lagerklüfte der Beobachtung leicht; Gleitstriemen und Verwerfungen geben jedoch Aufschluss; in Fig. 463 sind die Striemen und die Verwerfung des flachen Ganges *x* ersichtlich.

Die Lagerklüfte können jeden Grad von Neigung haben. Fig. 364 zeigt eine von vielen Lagerklüften durchsetzte steile Schieferplatte. Die Ursache der steilen Aufrichtung liegt entweder in der Gleitfaltung oder die Aufrichtung ist durch Intrusion bedingt. Fig. 465 zeigt ein zwischen zwei steil aufgestaute Eruptivmassen eingefaltetes Schichtsystem, welches zur Bildung von Lagerklüften disponirt ist. Offenbar ist die steile Aufrichtung für die Ausbildung von Lagerklüften überhaupt viel günstiger, als die flache Lagerung, indem Druck-Differenzen bei steiler Aufrichtung leicht zu gleitender Verschiebung der einzelnen Schichten führen. A. O. wurde ausgeführt, dass bei derartigen Massen-Bewegungen Druck- und Zerr-Zonen alterniren; in den letzteren entstehen in vorliegendem Falle Lagerklüfte. Werden die Spalten mit mineralischen Neubildungen oder mit eruptivem Material erfüllt, so entstehen Lagergänge.



Lager und Lagergänge.

Der Begriff Lagergang ist ebenso, wie der Begriff „Stock“ oft in dilettantischer Weise missbraucht worden, indem man jedes Lager, welches an irgend einer Stelle Discordanz mit dem Nebengestein aufwies, vor allem aber, indem man jedes Eruptivlager (selbst bei bestehender Concordanz) schlechtweg als „Lagergang“ bezeichnete. Vielfach hat sich die kritiklose Oberflächlichkeit in dieser Weise hinter eine scheinbar wissen-

Digitized by Google

schaftliche Nomenclatur versteckt. Groddeck, welcher die Erzlagergänge einer Kritik unterzieht, verlangt den Nachweis von localer Discordanz oder symmetrisch-krustige Struktur,[1]) doch betont der Autor, dass auch diese Merkmale trügen können, indem das Lager oft primär geschichtet ist und überdiess durch Metamorfose (und Verwitterung) nachträglich eine schalige Struktur erhalten kann, während anderseits die symmetrische Anordnung und die centripetale Stellung der Krystalle, welche für den Gang karakteristisch ist, nur selten nachweislich ist.

In diesen Fällen können nur die geologischen Verhältnisse des ganzen Complexes (Unterscheidung der primären und secundären Elemente) Aufschluss gewähren.

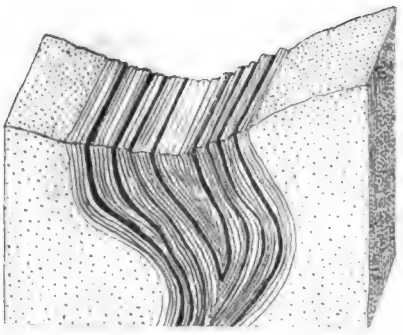


Fig. 465.

Viele Kies- und Eisenerzlager weisen secundäre Discordanzen und Apofysen auf, während anderseits typische Lagergänge, soweit die Aufschlüsse reichen, dem betreffenden Schicht-Complex concordant eingelagert erscheinen. Beispiele der letzteren Art bieten die Goldquarz-Gänge von Californien:[2]) Die durch den Granit steil aufgerichteten oder zwischen die Dioritzüge steil eingeklemmten mesozoischen Schiefer der mittleren Sierra Nevada sind reichlich durchsetzt von Längsgängen mit Quarz als Füllmasse. Diese Gänge streichen bald mit dem Gebirge, bald quer gegen dasselbe. Die Längsgänge, welche z. T. reich waren, fallen im gleichen Sinn mit den Schiefern steil ein. Oft folgen sie auf längere Strecken vollständig der Schichtung, dann schneiden sie mit spitzem Winkel durch dieselben; getrennte Quarzblätter vereinigen sich, oder ein Blatt spaltet sich u. s. f. Kurz, es sind nicht Quarzlager, sondern echte Lagergänge.

[1]) S. Berg. Hütt. Z., 1885, p. 281. v. Groddeck: Erzlagerstätten, p. 311.

[2]) Reyer: Gold in Cal., Preuss. Z. Berg. Hütt., Vol. 34, p. 4.

Digitized by Google

Fig. 465 zeigt ein solches Vorkommniss (Schema Mariposa). Bei grösserer Mächtigkeit treten die Gänge als kurze, weisse Mauern aus dem welligen Wiesen- und Waldlande hervor. In einem Falle bedeckt ein flach einschiessendes, mächtiges Quarzblatt das ganze Gehänge eines Berges (Quarz-Mountain, Indian Gulch, Hornitos).

Die Füllmasse der Gänge ist milchiger Quarz, welcher nicht selten in Folge wiederholter Dislocationen Brezzien-Struktur besitzt. Der taube Quarz ist weiss, die goldführenden Partien dagegen sind (in den oberen Horizonten) rostig und z. T. porös. Der Rost und die Porosität werden bedingt durch die Oxydation der goldhaltigen Sulfide.

Unter dem Namen Motherlode (Muttergang) begreift der Californische Bergmann alle mächtigen Systeme von Quarz-Lagergängen, welche, wenn sie auch verschiedenen Zonen des Gebirges angehören, doch zu einer idealen Einheit zusammengefasst werden. Mehrfach wird behauptet, der Motherlode sei einige 100 *m* mächtig. Richtiger wird man sagen, dass einzelne Gangzüge eine Schieferzone von einigen 100 *m* Breite beherrschen. In der Tat sind die einzelnen Lagergänge 5—10 *m* stark.

Die Unterscheidung der Lager und Lagergänge ist in vielen Fällen schwierig:

1. Ein echter Lagergang kann, soweit der Aufschluss reicht, concordant zwischen die bez. Schichten eingeschaltet sein. [1])

2. Ein echtes Lager kann in Folge späterer Bewegungen Discordanzen aufweisen und mit später gebildeten Apofysen und Lagergängen in einer Weise zusammenhängen, dass man das ganze Gebilde für einen Lagergang hält. Bei steil gestellten Lagern ist meines Erachtens die Wahrscheinlichkeit späterer Dislocation so gross, dass man im gegebenen Falle nur ausnahmsweise Lager antreffen dürfte, welche bei genauerer Untersuchung keine secundäre Discordanz aufweisen und doch wäre es offenbar falsch, jedes Lager mit localer Discordanz als Lagergang zu bezeichnen.

[1]) In diesem Fall gibt der Zusammenhang mit ähnlichen Vorkommnissen des bez. Schichtsystemes Aufschluss.

Digitized by Google

Apofysen des Lagers in das Nebengestein bilden sich unter der Voraussetzung der Löslichkeit der bez. Substanzen. Quarz, Eisenerz, Kies etc. sind direct oder indirect zu stofflichen Wanderungen disponirt; es werden die discordanten Klüfte in der Nachbarschaft des bez. Lagers mit mineralischen Bildungen erfüllt, welche der Substanz des Lagers gleichen, sodass es den Anschein hat, als sende das Lager wirklich Apofysen in das Nebengestein. Kies- und Eisenerz-Lager weisen nicht nur secundäre Discordanz, sondern auch Apofysen in das Nebengestein auf und doch haben sie im übrigen so vollständig den Karakter von Lagern, dass man die Apofysen bestimmt als secundäre Bildungen bezeichnen muss.[1])

Die Verschiebungs-Richtung ist in den Lagerklüften insbesondere bei mässiger Neigung sehr wechselvoll und weicht nicht selten namhaft vom Fallen des betreffenden Schicht-Systemes ab, bei steilen Lagern hingegen steht die Richtung der Verschiebung in besserem Einklang mit dem Fallen des Lagers. Da nun aber ein Schicht-System successive (durch Faltung oder intrusive Stauung) in die steile Lage übergeführt wird, begreift es sich, dass je nach der Änderung der Gleichgewichts-Verhältnisse nacheinander lagerhafte Dislocationen nach verschiedenen Richtungen stattfinden müssen. In der Tat sind die Lagergang-Wände häufig durch eine wirre Succession einander kreuzender Gleitstriemen ausgezeichnet.

Regeln der Verschiebungs-Richtung.

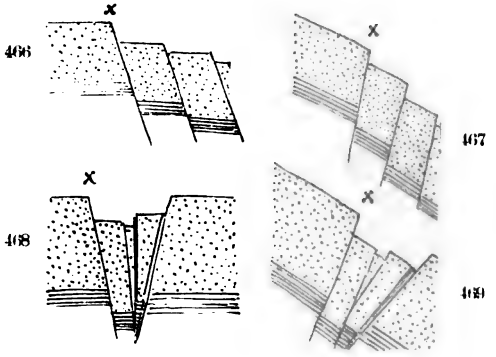
1. Bei der gemeinen Verwerfung erfolgt eine steile Verschiebung, und zwar sinken die hangenden Massen in der Regel in der Richtung des Fallens der Verwerfung ab.[2]) Diess Verhalten erklärt sich leicht: Die Schichte (Fig. 466) liege auf einer plastischen, gegen rechts geneigten Unterlage: erfolgt nun eine Absitzung, so bricht die Schichte nach dem spezifischen Klüftungs-Winkel des betreffenden Gesteines, die

[1]) Reyer: Toskana, 1884 (Elba), und Eisenerz-Lagerst. d. Verein. St., ö. Z. Berg. Hütt. 1887, mit Fig.

[2]) Schmidt: Lehre der Gänge, 1810. Zimmermann: Ausrichtung der Gänge, 1828.

Digitized by Google

Brüche schiessen in der Richtung des Absitzens ein. Liegt ein tiefer Bruch der Erdkruste zu Grunde, so verhalten sich die hangenden Schichten analog. In beiden Fällen kann ein System von Brüchen entstehen; falls eine Zerrung (Entfernung der Verwerfungs-Flügel) erfolgt, sinken die keilförmigen Bruchstreifen der Bruchzone grabenförmig ein (Rinnen- und Grabenbrüche). Unter normalen Verhältnissen trifft in all' diesen Fällen die alte Verwerfungs-Regel zu; die Ausnahmen[1]) erklären sich meist durch nachträgliche Dislocationen. In Fig. 466 ist bei normaler Lagerung der hangende Flügel im Fallen abgesunken;



wird diess System später in der Weise der Fig. 467 dislocirt, so erscheint der hangende Flügel x nach dem Fallen hinaufgeschoben. In Fig. 468 sieht man einen normalen Grabenbruch; nach erfolgter Aufrichtung des Systemes (Fig. 469) erscheint der linke Hangend-Flügel x über die geneigte Verwerfungs-Fläche hinaufgeschoben. Reconstruirt man die ursprüngliche Lagerung, so findet man allerdings, dass die Verwerfung normal erfolgte und der scheinbare Widerspruch nur in Folge der secundären Umstellung des Systemes eingetreten ist. Bezieht man die Verwerfung nicht auf den Horizont, sondern auf die ursprüngliche Lagerungsebene, so fällt ein grosser Teil der scheinbaren Ausnahmen weg; überdiess geben Schleppung und Gleitstriemen in zweifelhaften Fällen Aufschluss.

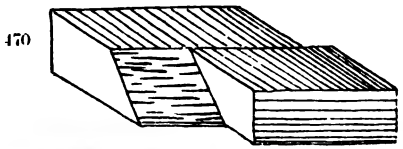
2. Höfer weist nach, dass die alte Regel für viele Fälle, in welchen man es scheinbar mit Verwerfungen zu tun hat, nicht zutrifft und dass man erst auf Grund der Rutschstreifen

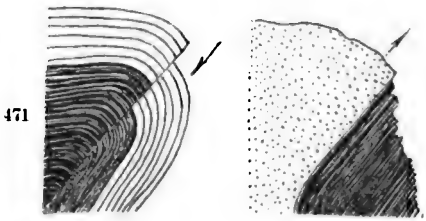
[1]) Über widersinnige Verwerfung und Regeln der Ausrichtung. S. Naumann: Geogn., 1850, I, 971, 973, II, 521. Fisher: Geol. Mag., 1884, p. 205.

Digitized by Google

constatiren muss, ob auf der bez. steil einschiessenden Kluft eine Verwerfung oder eine flache Verschiebung stattfand. In letzterem Falle (Fig. 470) hat man natürlich ein abgeschnittenes Erzlager nicht im Fallen, sondern in der Richtung der Gleitstriemen (horizontale Striche in der Figur) zu suchen.[1])

3. Bei Lagerklüften erfolgt die Verschiebung in der Regel nach dem Fallen, weil die hangenden Massen eben über die schiefe Ebene absitzen. Doch erleidet die Regel auch in diesem Falle Ausnahmen:





a) Spätere Umstellung des Systemes können eine scheinbare Widersinnigkeit erzeugen (s. Punkt 1). *b)* Bei streichenden Faltenbrüchen mit gemeiner Überschiebung (Fig. 471) sowie bei eruptiven Überschiebungen (Fig. 472) tritt begreiflicherweise eine widersinnige Bewegung der hangenden Massen über die schiefe Ebene aufwärts ein.

Erosions-Verschiebung.

Ich habe oben erwähnt, dass oft Horizontal-Verschiebungen vorkommen, welche nicht durch wirkliche horizontale Verschiebung, sondern durch Verwerfung bedingt sind. Beche hat diese Tatsache bereits erkannt,[2]) doch ist das Problem in der Folge trotz seiner Wichtigkeit für den Bergmann und Geologen nicht weiter entwickelt worden. Ich gehe in der folgenden Darstellung von concreten Fällen aus:

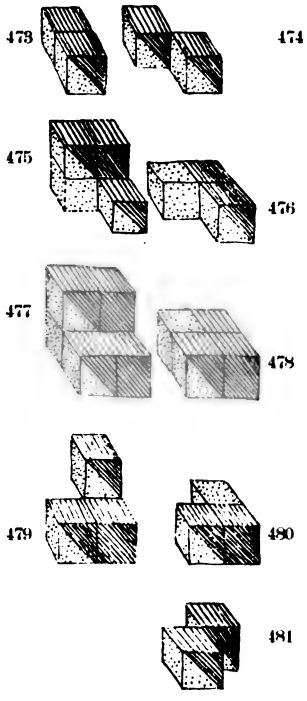
In Fig. 473 sieht man ein unter 45° geneigtes Schicht-System, welches von einem Querbruch durchsetzt ist. In

[1]) Höfer: Ö. Z. Berg. Hütt., 1886.
[2]) Beche: Vorschule, 1853, p. 571.

Digitized by Google

Fig. 474 erscheint der vordere Flügel um den Betrag I nach rechts verschoben. Diese tatsächliche Verschiebung erscheint in der geologischen Karte mit ihrem wahren Wert dargestellt und mag die Erosion das System noch so tief abtragen, die Verschiebung bleibt immer mit ihrem vollen Betrag erhalten.

In Fig. 475 ist der vordere Flügel im Sinne des Fallens der Schichten (45°) abgesunken und verschoben. Der wahre Betrag der Verschiebung ist wie im vorigen Fall $= I$ gegen rechts. Die Darstellung in der geologischen Karte gibt aber natürlich nur die Projection auf die Horizontal-Ebene und diese Projections-Verschiebung $= \cos 45$. Wirkt nun die Erosion bis der hohe Flügel soweit abgetragen ist, dass beide Flügel in einer Ebene liegen, so ist die Verschiebung (die scheinbare oder Erosions-Verschiebung) $= o$, wie Fig. 476 zeigt.



Wird der vordere Flügel um den Betrag I senkrecht verworfen (Fig. 477), so ist die wahre Verschiebung $= 1$, die Projections-Verschiebung $= o$, die Erosions-Verschiebung (Fig. 478) des vorderen Flügels aber ist entgegengesetzt: obwohl der vordere Flügel in der Tat nur verworfen wurde, erscheint dieser Flügel doch nach erfolgter Erosion des hangenden Flügels nach links verschoben ($= -\text{tg } 45$).

Sitzt der vordere Flügel mit 45 Grad nach links ab (Fig. 479), so ist bei einer wahren Verschiebung $= I$, die Projections-Verschiebung $= -\cos 45°$ und die Erosions-Verschiebung $= -2 \cos 45°$, wie Fig. 480 zeigt. Verschiebt man endlich den vorderen Flügel um I nach links, so ist der Betrag der wahren, der Projections- und der Erosions-Verschiebung $= -I$.

Ich bezeichne die wahre Verschiebung $= W$, die Pro-

Digitized by Google

jections-Verschiebung = P, die Erosions-Verschiebung = E, den Fallwinkel des Schicht-Systemes = F und den Winkel, unter welchem die Verschiebung erfolgt (Verschiebungs-Winkel) = V; die Richtung nach rechts bezeichne ich mit +, links mit —, den Betrag der wahren Verschiebung setze ich in allen Fällen = I. Unter diesen Voraussetzungen ergeben sich für die vorstehenden Fälle bei $F = 45$ die folgenden Werte:

$V(x^0)$	W	P	E
0	+ 1	+ 1	+ 1
+ 45	+ 1	+ cos 45	0
90	1	0	— tg 45
— 45	— 1	— cos 45	— 2 cos 45
0	— 1	— 1	— 1

Beträgt der Fallwinkel 90°, so erhält man analoge Werte und zwar sind in diesem Falle die Werte von E gleich jenen von P.

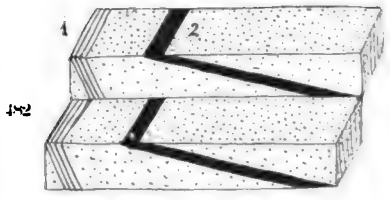
Diese zwei Reihen mögen genügen. Bei anderen Werten von F ergeben sich Werte von E, welche sich nicht so einfach ausdrücken lassen; wohl aber kann man in allen Fällen E mittels einer einfachen Construction finden. Überblickt man alle möglichen Fälle, so findet man (bei $W = I$) die folgenden Regeln: P ist je nach der Richtung der Verschiebung = + oder —cos V, ist also bei horizontaler Verschiebung = I; in dem Masse als der Verschiebungs-Winkel steiler wird, nimmt der Wert ab bis O, um dann bei negativer Verschiebung durch —cos V überzugehen in $-I$.

Die Erosions-Verschiebung E ist bei positiver Horizontal-Verschiebung = I, nimmt dann rasch ab und wird = O, sobald $V = F$ ist. Von da an hat E negative Werte, welche anwachsen, bis V um 90° von F sich abgewendet hat. Bei diesem Punkte erreicht $-E$ das Maximum, um dann rasch abzunehmen bis auf $-I$. Man sieht: Sobald die Richtung der Dislocation zusammenfällt mit der Schichtung des betreffenden Systemes, fällt eine erfolgte Horizontal-Verschiebung nach abgelaufener Erosion an der Erdoberfläche nicht auf. Wenn aber Striemung und Schichtung nicht harmoniren, erscheint im Relief nach erfolgter Erosion eine (scheinbare) horizontale

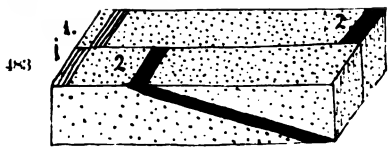
Digitized by Google

Verschiebung. Diese entspricht aber nur im Falle der reinen Horizontal-Verschiebung dem wahren Betrage der Dislocation, während sie in jedem anderen Falle täuscht.

Die Erosions-Verschiebung stimmt, so lange V kleiner ist als F der Richtung nach überein mit der wahren Verschiebung, sobald V aber grösser wird als F, erhält die Erosions-Verschiebung negative Werte, d. h. es liegt dann scheinbar eine Verschiebung nach der entgegengesetzten Richtung vor. Diese negative Verschiebung erreicht ihren höchsten Wert, wenn V um 90° von F abweicht und ist umso bedeutender, je kleiner F ist, d. i. je flacher das Lager fällt. So werden die zwei schraffirten Lager bez. Gänge in Fig. 482, obwohl nur eine reine Vertikal-Verwerfung vorliegt, nach erfolgter Erosion (Fig. 483) um verschiedene Beträge gegen rechts verschoben und zwar erscheint das steile Lager 1 nur um eine Lagerbreite, das flache Lager 2 aber um zehn Lagerbreiten verrückt. Dieser Gegensatz zwischen wahrer und Erosions-Verschiebung, welcher bereits von De la Beche richtig erkannt wurde, hat für den Geologen und Montanisten eine hervorragende Bedeutung und dürfte meist eruirbar sein.



482

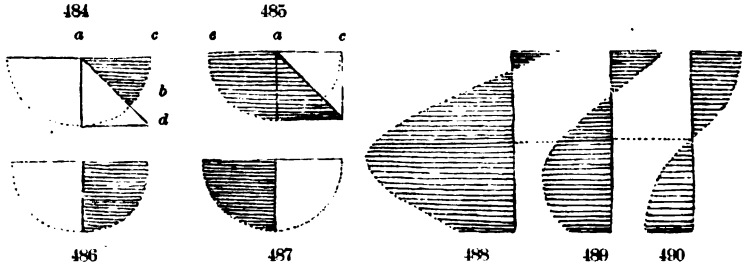


483

Die Berechnung der Erosions-Verschiebung ist mit Ausnahme einiger einfacher Fälle langwierig, während sich E durch Construction leicht ermitteln lässt. Man construirt einen Halbkreis mit $r = l$ (Fig. 484). Bei a liege der Vergleichungs-Punkt des fix gedachten hinteren Flügels, während ich den entsprechenden Punkt des vorderen Flügels je nach dem Verschiebungs-Winkel in verschiedene Punkte der Periferie lege und von da aus parallel ac eine Linie nach ad ziehe; diese Linie gibt den Wert von E an. Ich nehme $F = 45°$ an; lege ich den betreffenden Punkt bei c an, so ist $E = l$, lege ich ihn bei b an, d. h. hat sich der vordere Flügel im Sinn des

Digitized by Google

Lagers mit 45° gegen rechts um den Betrag I verschoben, so ist $E = O$. Von da ab erhält man die negativen Werte von E, indem man vom betreffenden Punkt des Kreisbogens horizontale Linien auf die Fall-Linie $a\,d$ zieht. Man sieht, wenn der Punkt unter a liegt, d. h. wenn der vordere Flügel um I senkrecht abgesessen ist, wird $E = -I$. Erfolgt die Verschiebung nach links, so wird wieder vom betreffenden Punkt des Kreises eine horizontale Linie nach $a\,d$ gezogen und diese drückt das Mass der negativen Verschiebung aus, wie Fig. 485 zeigt. Ist der vordere Flügel mit 45° gegen links abgesunken, so erhält man den höchsten negativen Wert von E und dieser vermindert sich dann wieder allmählig bis er bei rein hori-



zontaler Negativ-Verschiebung $(a\,e) = -I$ ist. Bei senkrechter Stellung der Schichten ($F = 90°$) erhält man die Tabellen Fig. 486, 487. Um die Masse leichter vergleichen zu können, trage ich die +- und —-Werte von E rechts und links von einer Vertikal-Linie auf, in der Weise, wie Fig. 488 (für $F = 20°$), Fig. 489 (für $F = 45°$) und Fig. 490 (für $F = 90°$) zeigen.

Man sieht, die + Werte von E nehmen in allen drei Fällen von I ab. Im mittleren Falle, bei $F = 45°$ und bei $V = 45$ ist $E = O$, dann stellen sich die negativen Werte ein: bei 90 ist $E = -I$, bei —45 erreicht der Wert von $-F$ das Maximum (—2 cos 45), um dann wieder bis auf $-I$ abzunehmen. Die Abweichungen sind bei $F = 90$ am geringsten und beiderseits gleichwertig, während bei geringem Fallwinkel $-E$ bedeutende Werte erreicht.

Diese Betrachtung mahnt zur Vorsicht bez. der Interpretation der scheinbaren Horizontal-Verschiebungen. Trifft

Digitized by Google

man bei sehr steiler Stellung der Schichten eine namhafte horizontale Verschiebung, so ist es wahrscheinlich, dass sich in diesem Falle wirklich eine flache Verschiebung vollzogen hat; diess gilt insbesondere, wenn das Fallen, d. i. die Stauung der Schichten zu beiden Seiten der Verwerfung verschieden ist. Bei flacher Lagerung kann die horizontale Verschiebung trügen und einfach Folge einer Verwerfung sein. In diesem Falle müssen die Gleitstreifen Aufschluss geben.

Fig. 491 zeigt die horizontale Verschiebung der Schichten am Thuner See, Fig. 492 veranschaulicht die analogen Ver-

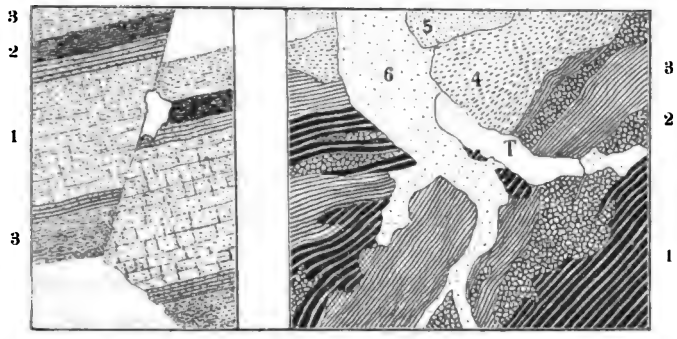


Fig. 492. Fig. 491.

Zu Fig. 492: 1, 2, 3 = Kreide, Eozän, Schio-Schichten. Zu Fig. 491: 1 = Trias, Jura 2 = Kreide, 3 = Eozän, 4, 5 = unteres und oberes Miozän, 6 = Alluvium und Diluvium, T = Thuner See.

hältnisse im Gebiete des Sees von S. Croce, Südtirol (siehe Mojsisovics, Südtirol, p. 455). Die horizontale Verschiebung dürfte in diesen und anderen Fällen z. T. auf wirklicher Horizontal-Verschiebung (in Folge ungleicher Gleitbewegung des Schichtsystemes) beruhen, z. T. mag die Verschiebung aber auch nur scheinbar, d. i. durch Erosion verursacht sein.

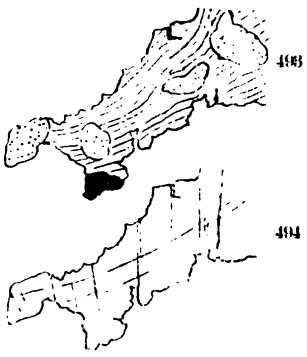
Bruchsysteme. Alter der Rupturen, Cornwall, Norwegen.

Es ist eine alte Beobachtung, dass die Richtung der Spalten bez. Gänge in einem Schichtsystem zu letzterem in gesetzmässiger Beziehung steht, indem ein Teil der Spalten

Digitized by Google

dem Streichen des Gebirges folgt, während ein anderer Teil dasselbe durchquert. [1])

Einen guten Typus bietet Cornwall. [2]) Fig. 493 zeigt die geologischen Verhältnisse (Granit punktirt, Schiefer schraffirt) und in Fig. 494 ist der Verlauf der wichtigsten Gangzüge dargestellt. Die Granitmassen, welche das Relief von Cornwall bedingen, sind in OON. angeordnet und müssen demgemäss auf einem System von OON.-Spalten und NNW.-Querspalten emporgedrungen sein. Der Schiefer fällt von den einzelnen Granitmassen mit 30—40° ab. Der Bergbau, welcher im Schiefer niedergeht, trifft demgemäss in der Tiefe auf Granit. Die Granitmassifs erscheinen als fladig ausgebreitete und in der Mitte aufgekuppte Massenergüsse.



Der Granit sowie der anlagernde Schiefer werden von Granitporfyr-Gängen, welche meist steil gegen die Granitmassifs einschiessen, durchsetzt, und einzelne Porfyrlager sind dem Schiefer concordant eingeschaltet. Nach dem Erguss der Granitmassen lagerte sich also (silurischer) Schiefer ab, jüngere Eruptivmassen durchbrachen die Erstarrungskruste des Granites, sowie die überlagernden Schiefer und flossen als Flankenströme ab; sie wurden wieder von Schiefer überlagert. [3]) Die einzelnen

[1]) Delius: Bergbaukunst, 1773, § 49. Necker: Bibl. Univ. Geneve, 1830, p. 135. Carnall: Sprünge im Kohlengebirg, 1835. Boase: Trans. Geol. Cornwall, 1832, p. 378. Sedgwick: Trans. geol. Soc., L. 1835. Phillips: Geol. Yorkshire. Hausmann: Harz, 1842, p. 112. Naumann: Geol. 1854, 2, p. 479. Lossen, Groddeck: Harz. Grubenkarten des Erzgebirges etc. in Cotta, Burat.

[2]) Berger, Thomas, Boase, Carne, Beche, Reyer: Zinn, 1881, p. 103 f.

[3]) Über dem Granit liegt unteres Silur, darüber discordant oberes Silur (oder unteres Devon). Auch das angelagerte Carbon ist aufgerichtet, woraus gemeiniglich geschlossen wird, „der Granit" sei nach dem Carbon intrusiv emporgedrungen. Nach meiner Ansicht handelt es sich in solchen Fällen entweder um intrusive Nachschübe oder um ein Abgleiten (und Aufrichtung) der jüngeren Schichten in Folge von nachträglicher Emersion.

Digitized by Google

Granitporfyr-Lager und -Gänge sind 1—60 *m* mächtig; einzelne Gänge wurden auf eine Erstreckung von 2 *km* verfolgt.

Jünger als diese Gebilde sind die Erzgänge (Cu und Sn), welche gleich den Eruptivgängen z. T. Längs-, z. T. Quergänge sind. Die Längsgänge werden meist im Schiefer nahe den Granitmassifs getroffen und setzen in der Tiefe im Granit fort. Der Granit war also sicher bis in namhafte Tiefe starr, als diese jungen Dislocationen erfolgten. Die Längsgänge streichen OON. oder weichen von dieser Richtung beiderseits um 15° ab. Sie fallen steil, und zwar in der Mehrzahl der Fälle gegen die nächste Granitmasse, in der Minderzahl von derselben weg. Die Quergänge fallen gleichfalls steil. Das System der Erzgänge wird von einem jüngeren System erzleerer Längs- und Querklüfte (Lettenklüfte) begleitet und durchsetzt. [1])

Wir haben es in diesem Falle also mit einer Reihe successiver Dislocations-Systeme zu tun: Zunächst bildete sich eine Generation von Längs- und Quergängen, aus welchen die Granitmassen empordrangen, später folgten auf einem analogen System (meist Längsgängen) die Porfyre. Dann brach das von Schiefer überlagerte System von Granitmassifs abermals nach den zwei herrschenden Richtungen und es bildeten sich die Erzgänge. Nach Abschluss dieser Epoche erfolgten abermals Dislocationen, welche aber nur ausnahmsweise mit einer jüngeren Generation von Kupfererzen, in der Regel jedoch nur mit Lehm erfüllt sind.

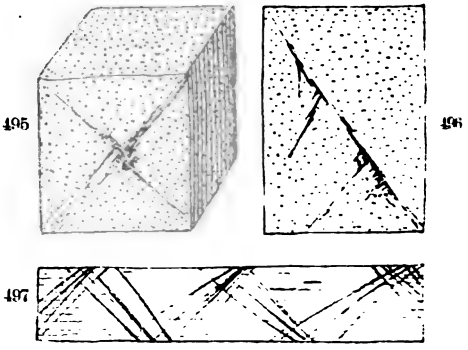
Hopkins zeigt, dass derartige einander kreuzende Bruchsysteme bei einseitiger Beanspruchung (Hebung oder Senkung eines Teiles der Erdkruste) entstehen müssen und folgert, dass die einander kreuzenden Brüche sich gleichzeitig bilden. [2])

[1]) Collins zählt eine grosse Reihe verschiedenaltriger Brüche (des Postcarbon) auf (Collins: Geol. Mag., 1880, p. 325, 1885, p. 298, 1886, p. 359). Derartige Bestimmungen beruhen auf vereinzelten Beobachtungen, welche nur locale Giltigkeit haben. Gemeiniglich handelt es sich nur um wenige Bruchsysteme, deren einzelne Teile zu verschiedenen Zeiten wieder lebendig wurden.

[2]) Hopkins: Phil. Mag. Z., 1836, Vol. 8, 9. Trans. Phil. Soc. Cambr., 1836, Brit. Assoc. Rep., 1836.

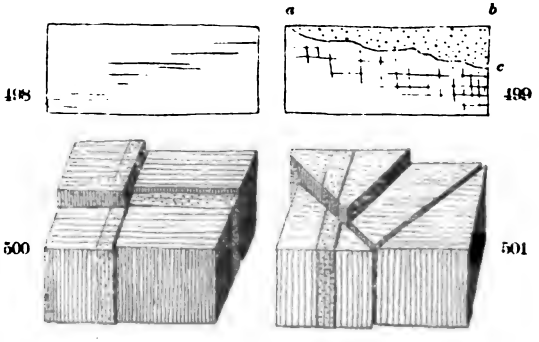
Digitized by Google

Daubrée ahmt die einander kreuzenden Rupturen experimentell nach. Fig. 495 zeigt einen gepressten Steinwürfel. Fig. 496 zeigt Kreuzbrüche, welche in einer aus Wachs und Gyps gemischten Masse in Folge vertikaler Pressung entstehen, und Fig. 497 zeigt die Kreuzbrüche, welche in einer windschief gebogenen Glasplatte entstehen.[1]) In der Natur beobachtet man ausser diesem einfachen Typus oft sehr complicirte Bruchsysteme, welche offenbar das Resultat successiver Änderung der Gleichgewichts-Verhältnisse sind.



Abweichende Beanspruchung.

Nicht selten weicht die Richtung der Klüftungszone von der Richtung der Klüfte selbst ab[2]) (Fig. 498). Es erklärt



sich diess meiner Meinung nach aus der verschiedenen Zusammensetzung und abweichenden Beanspruchung

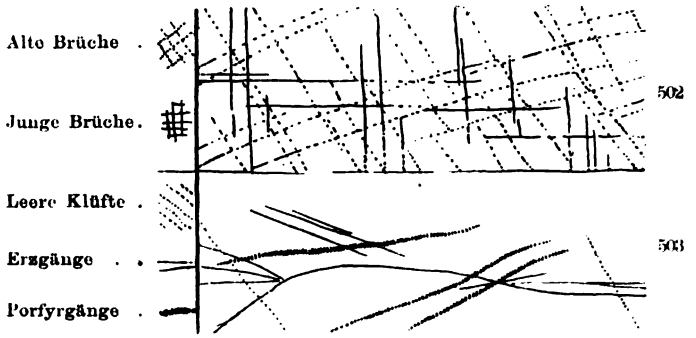
[1]) Daubrée: Geol. experiment.

[2]) S. Percival: Geol. Conn., 1842, A. J. (2) Vol. 3, p. 390. Dana: Explor. exped., 1842, p. 416, 420.

Digitized by Google

verschiedener Zonen der Erdkruste. In Fig. 499 ist das Schichtsystem von normalen Rupturen durchsetzt; erfolgen nun auf der Spalte *a b* intrusive Förderungen, deren Masse in der Richtung gegen *b* (wie durch Punkte angezeigt ist) zunimmt, so wird das Bruchsystem in der dargestellten Weise parallel der neuen Beanspruchung erweitert. Dasselbe erfolgt, wenn in einer tiefliegenden Zone der Erdkruste eine steile Dislocation in einer abweichenden Richtung (etwa nach *a c*, Fig. 499) eintritt.

Während in diesem Falle die alten Rupturen zwar bestehen bleiben, jedoch nach der neuen (transversalen) Rich-



tung besonders stark beansprucht werden, bewirkt eine transversale Beanspruchung in anderen Fällen die Bildung eines neuen Bruchsystemes. Der erste Typus (successive Dislocationen von gleicher Orientirung) ist in Fig. 500 versinnlicht; Fig. 501 illustrirt den zweiten Typus (abweichende Orientirung des jungen Bruchsystemes.)

Fig. 502 veranschaulicht eine reichliche Kreuzung zweier verschiedenaltriger und verschieden orientirter Bruchsysteme, Fig. 503 zeigt die Kreuzung der Erzgänge mit den (verschieden orientirten) Porfyrgängen von Cornwall.

Eines der schönsten Beispiele für letzteren Typus bietet Norwegen, dessen wichtigste Dislocationen (nach Kjerulf [1]) in

[1]) Kjerulf: Christiania Videnskab. Förh., 1876, und Z. Gesell. Erdkunde, Vol. 14. Kjerulf: Geol. Norwegen, 1880.

Digitized by Google

Fig. 505 dargestellt sind, während Fig. 504 zur Anschauung bringt, wie durch diese Dislocationen das heutige Relief des Landes bedingt ist.

In der Grenzregion zwischen Gebirgen verschiedener Orientirung spielen die zwei bez. Ruptur-Systeme oft durcheinander, so zwischen Erzgebirg und Sudeten oder in Toskana, wo das N. streichende corsische und das NW.

Fig. 504.

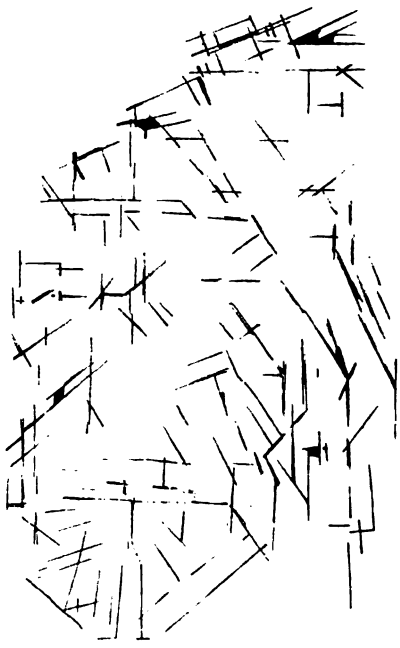


Fig. 505.

streichende apenninische System einander begegnen. Im Gebiete der ostindischen Inseln herrscht im W. die NW.- (und NO.-) Richtung, gegen O. hingegen die N.- (und O.-) Richtung. Das Relief des Landes und die Gestalt der Inseln wird hiedurch bestimmt, wie Fig. 506 veranschaulicht.

Alter der Dislocationen.

Eine Dislocation ist immer jünger als das durchsetzte und älter als das überlagernde Gestein; in Fig. 507 ist

Digitized by Google

2 jünger als *1* und älter als *3*. In Fig. 508 ist der linke Gang vor Ablagerung der Schichte *2* entstanden, der rechte Gang aber (wenigstens in seiner obersten Partie) nach Ablagerung von *2* und vor Ablagerung von *3* entstanden. Das

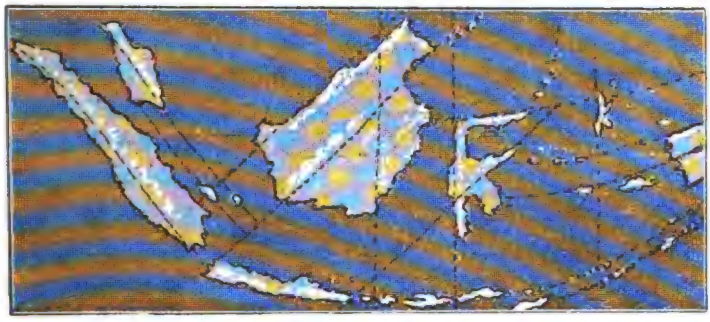


Fig. 506.

schliesst nicht aus, dass der rechte Gang in seiner ersten Anlage (soweit er die Schichte *1* durchsetzt) gleichaltrig mit dem linken Gange (also älter, als die Schichte *2*) ist; nach Ablagerung von *2* wurde der rechte Gang aber nochmals lebendig. Man kann in diesem Falle also nur aussagen, dass der rechte Gang jünger als *1* und älter als *3* ist.

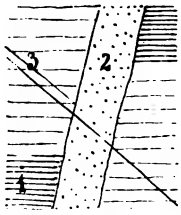


Fig. 507.

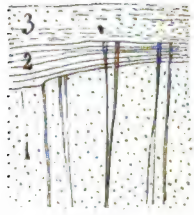


Fig. 508.

In vielen Fällen sind die Brüche sehr jung; diess gilt für einen grossen Teil jener Längs- und Quer-Dislocationen, welche mit dem Faltungs-Prozess der Gebirge zusammenhängen und dem entsprechend seicht verlaufen.

Tiefe Rupturen sind dagegen gemeiniglich auch alt. Mehrere Generationen von Eruptivmassen oder Erzen füllen successive die sich bildenden Hohlräume; ein scharfes Bruchrelief und Verwerfungs-Seen beweisen, dass die betreffenden Dislocationen bis in junge Zeit anhalten; Erdbeben verraten dass die Brüche noch in unseren Tagen lebendig sind.

Während alte Rupturen in dieser Weise immer wieder

Digitized by Google

beansprucht werden können, kommt es anderseits auch vor. dass ein Ruptur-System zum Stillstand kommt und abstirbt. Beche weist nach, dass die gefalteten carbonischen Sedimente der Mendip-Berge, welche von Trias und jüngeren Sedimenten überlagert werden, von vielen alten Rupturen durchsetzt sind, welche jünger sind, als das Carbon, jedoch älter, als der bunte Sandstein, in welchen die Verwerfungen mit wenigen Ausnahmen nicht fortsetzen. In diesem Falle ist also das alte Bruchsystem abgestorben vor Ablagerung des Bunt-Sandsteines und nur wenige der alten Brüche sind auch in späterer Zeit lebendig geblieben (Typus Fig. 508).

Im Küstengebirge von Californien treten alte, intensiv zerrüttete Granitmassen zu Tag, welche von terziären Sedimenten überlagert werden. Die Klüfte des Granites setzen in den jungen Sedimenten nicht fort; das alte Bruchsystem war also vor Ablagerung der terziären Sedimente abgestorben: Die australischen Goldgänge durchsetzen das Silur und Devon, setzen aber in dem discordant darüber gelagerten Carbon nicht fort; diese Dislocationen sind also seit dem Carbon todt. Die Bleigänge von Wexford, Irland, setzen im Silur fort, greifen aber nicht durch das Devon u. s. f.

Hopkins folgert, dass die Längs- und Quergänge gleichzeitig entstehen müssen und diess trifft für einfache Beziehungen und für Massen von geringer Ausdehnung auch annähernd zu. In der Natur aber erweisen sich die Längs- und Quergänge eines Gebietes häufig als verschiedenaltrig, indem vielfach die einen von den anderen verworfen werden. Diess gilt jedoch gemeiniglich nur für beschränkte Gebiete, während in benachbarten Partien das Umgekehrte zutrifft. Diess verschiedene Verhalten dürfte wohl in der Ungleichartigkeit des Materiales und der local verschiedenen Beanspruchung desselben seinen Grund haben. Während in einer homogenen und beschränkten Masse die Längs- und Querbrüche gleichzeitig platzgreifen müssen, kommen unter den in der Natur herrschenden Bedingungen namhafte Abweichungen vor; die Masse bricht zwar nach beiden Richtungen, doch treten local bald die Längs-, bald die Querbrüche zuerst ein.

Digitized by Google

Während das relative Alter der Längs- und Querbrüche variabel und nicht belangreich ist, hat das relative Alter verschiedener Bruchsysteme allerdings, wie man aus der selbstständigen Orientirung und dem verschiedenen Ganginhalt ersieht, eine tiefgreifende Bedeutung.

Das relative Alter verschiedener Dislocationen wird bestimmt durch die Verschiebung: die gebrochene Fläche, bez. Gangmasse ist die jüngere, die ungestörte Dislocation (bez. Gang) ist jünger (Fig. 509). Da aber nachträglich wieder Verschiebungen in der älteren Kluft vorkommen, kann doch auch der jüngere Gang durch den älteren verworfen erscheinen. In Fig. 509 ist das Schichtsystem *1* durch den Eruptivgang *2* verworfen; noch jünger ist die Spalte *3*, welche beide Gebilde durchsetzt. Erfolgt nun auf den Salbändern des Eruptivganges *2* nachträglich eine Dislocation, so wird der junge Verwerfer *3* verschoben und es resultirt Fig. 510, in welcher der junge Gang *3* durch den älteren Gang *2* verworfen erscheint.[1])

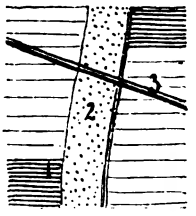


Fig. 509.

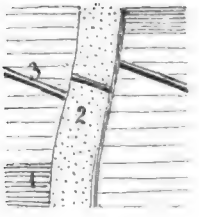


Fig. 510.

In vielen Fällen gelingt es, insbesondere auf Grund bergmännischer Daten, das relative Alter der Gangsysteme eines Gebietes zu bestimmen. In anderen Fällen ist diese Entscheidung schwierig: Es zeigt sich nämlich, was a priori zu erwarten ist, dass Dislocationen innerhalb einer bestimmten Spalte nicht etwa bloss während der Bildung des betreffenden Systemes stattfinden, sondern dass auch, nachdem längst jüngere Bruchsysteme zur Herrschaft gelangt sind, doch auch die alten Brüche in Mitleidenschaft gezogen werden.[2])

[1]) Daub: Leonh. Jb., 1851, p. 1 f. Erzgänge, welche die Porfyrgänge durchsetzen, ihrerseits aber wieder durch die Salbänder des Porfyres verworfen erscheinen.

[2]) So kommt es, dass ein an sich älterer Gang als Verwerfer eines Ganges jüngerer Generation erscheint, woraus vielfach schlechtweg dessen jüngeres Alter erschlossen wird.

Digitized by Google

Diess Verhalten ist auch für das moderne Relief der Erde bedeutungsvoll. Ist ein Gebirge jung, so wird dessen Relief gemeiniglich durch ein sehr einfaches System von Längs- und Quer-Dislocationen bestimmt. In Gebieten, welche wechselvolle Geschicke erlebt haben, trifft man aber mehrere Generationen von Dislocations-Systemen und nicht selten bleiben neben den jungen auch viele alte Brüche „lebendig", wodurch das Relief des Landes mannigfaltig gestaltet wird.

Diess gilt in ausgezeichneter Weise für Norwegen, welches von zwei ursprünglich verschiedenaltrigen Bruchsystemen beherrscht wird. Das N.- und O.- sowie das NO.- und NW.-System dieses Gebietes erscheinen, soferne das moderne Relief ins Auge gefasst wird, insoferne als gleichzeitige tektonische Gebilde, als sie bis in unsere Zeit lebendig, d. i. wirksam, geblieben sind. Der Beweis für diese Behauptung wird durch das Relief des Landes geliefert: Es ist nicht möglich, dass scharfe Schluchten, Fjorde und kleine Verwerfungs-Seen durch lange Zeiträume ihre Modellirung bewahren können. Die Verwerfungs-Stufen müssen innerhalb eines längeren Zeitraumes gerundet und ausgeebnet werden, die Seen aber werden durch Detritus ausgefüllt, falls nicht immer wieder Dislocationen erfolgen. [1])

Das Relief von Norwegen wird dadurch so scharf, dass die alten Dislocationen bis in unsere Zeit lebendig geblieben sind. Das anhaltende Aufleben der alten Rupturen erhält das Relief des Landes frisch, es schützt die Seen vor der Verlandung. (S. Verwerfung und Relief.)

Die genetische Zusammengehörigkeit der Brüche von bestimmtem Alter wird nicht allein durch deren Orientirung, sondern auch durch den gleichen mineralischen Inhalt der Gänge erwiesen: Das Bruchsystem einer bestimmten Epoche bietet natürlich sowohl auf den Längs- als auch auf den Querbrüchen dieselben Existenz-Bedingungen, daher auf beiden dieselben Minerale ausgeschieden werden; eventuell wird auch aus den Spalten ein und der anderen Richtung dasselbe Eruptivmagma gefördert.

[1]) Reyer: Christiania, Jb. Geol. Reichs., 1880, p. 40.

Digitized by Google

Für ein späteres Dislocations-System gelten andere Existenz-Bedingungen, daher die jüngeren Längs- und Quergänge dem Inhalte nach zwar untereinander, nicht aber mit den Gängen des älteren Systemes übereinstimmen.

Die Tiefe der Dislocationen ist spezifisch verschieden. Als ganz seichte Bildungen haben wir die Absitzungen und Gehängebrüche kennen gelernt. Gilbert und Suess erkennen den wesentlichen Gegensatz zwischen seichten Faltungs- und tiefgreifenden Verwerfungs-Prozessen. Die abgleitenden, sich faltenden Schicht-Systeme werden von Längs- und Querbrüchen, Überschiebungen und Lagerklüften durchsetzt, welche nur durch den Faltungs-Prozess bedingt sind, also auch nicht tiefer reichen als dieser Vorgang. Anderseits bilden sich aber auch tiefe Rupturen, welche die Erdkruste in einzelne Schollen zerlegen.

Mächtige Systeme derartiger tiefer Brüche beherrschen die Senkungsfelder; ihr tiefer Sitz wird zur Genüge bewiesen durch die Eruptionen, welche sich in den Senkungsfeldern abspielen. Es wurde ausgeführt, dass die tiefen Brüche oft ein namhaftes Alter besitzen und nicht selten durch mehrere Formationen lebendig bleiben. Junge Schicht-Systeme werden über dem gebrochenen Grundgebirg abgelagert, aber immer wieder ereignen sich tiefe Dislocationen nach den alten Spalten, welche je nach der Consistenz der hangenden Sedimente als Flexuren oder als Brüche sich fortsetzen bis an die Erdoberfläche.

Vicariren und Repartiren der Dislocationen; Stufen der Bruchfelder.

Wenn ein Bruchsystem beansprucht wird, erfolgen nicht in allen Brüchen zugleich Verschiebungen, sondern einzelne werden stärker, andere gar nicht beansprucht; ein anderes Mal werden die vordem ruhigen Brüche lebendig und die vordem tätigen ruhen. Diess Vicariren der Massenbewegungen dürfte, wenn erst die Aufmerksamkeit auf dieses Fänomen

Digitized by Google

gelenkt ist, in vielen Gebirgen nachgewiesen werden, da der Vorgang aus der successive wechselnden Beanspruchung eines Bruchsystemes notwendig resultirt.

Wenn eine gebrochene Schichte (Fig. 511) etwa in Folge labiler Auflagerung auf einer geneigten Unterlage sich gegen

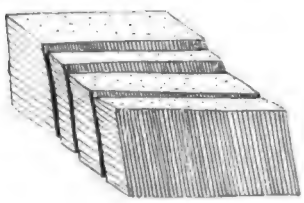


Fig. 511.

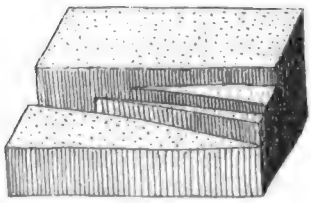
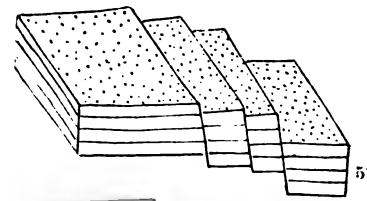
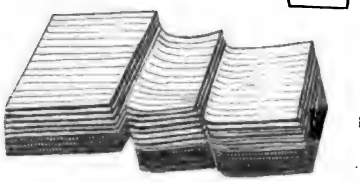


Fig 512.

vorne senkt, vollzieht sich die Dislocation meist nicht auf einer Spalte, sondern der Betrag der Dislocation repartirt sich auf die verschiedenen disponiblen oder neu gebildeten Verwerfungen in der Weise, wie Fig. 511, 512 zeigt. Diess Repartiren gilt nicht nur für Verwerfungen, sondern überhaupt für alle Arten von Dislocationen und nicht nur für beschränkte Bruchzonen, sondern für ganze Dislocations-Systeme. Immer erfolgt eine derartige Verteilung, falls in einer tiefen Zone eine Gleitfläche existirt oder wenn eine allmählige Hebung, Senkung oder Verschiebung erfolgt. Bald liegen die Brüche parallel hintereinander, bald tritt die Zersplitterung eines Bruches stellvertretend ein für einen Bruch von grosser Sprunghöhe. [1]



514



515

Im Bruchfeld der Südalpen sinken die einzelnen Gebirgsstreifen stufig gegen die adriatische Depression in der Art, wie die schematische Fig. 514 darstellt. Im norwegischen Hoch-

[1] v. Mojsisovich: Südtirol, 1878, p. 516.

Digitized by Google

land weist Kjerulf ein stufiges Absitzen nach, welches von den Platos gegen die Periferie vor sich geht.[1])

In der Sierra Nevada sitzt das Gebirge, wie Schema Fig. 514 zeigt, stufig gegen das westliche Bruchfeld ab, wodurch ein teilweiser Ausgleich der Höhe erzielt wird.[2])

Auch im NO. von China tritt dieser Aufbau markant hervor: Das Relief wird durch Längs- und Querbrüche bestimmt; auf den Kreuzungen der Spaltsysteme liegen Einbruchsbecken, in welchen Eruptivmassen emporquellen (Porfyre und Laven). Die Schollen, in welche die Schichtsysteme aufgelöst sind, sitzen stufenweise in immer tieferes Nivo in der Weise, wie Profil-Modell Fig. 515 schematisch darstellt (der Flügel steigt in der Richtung gegen die nächst tiefere Stufe sanft an; die Verwerfungen sind oft von Schleppung begleitet).[3])

Becker führt aus,[4]) dass im Falle derartiger Systeme paralleler Verwerfungen jedes folgende Blatt eine geringere Verschiebung erleidet, so dass das Profil der Verwerfungs-Stufen eine logarithmische Curve darstellt (was sich experimentell erläutern lässt, wenn man mit der Hand gleitend über einen Papierstoss fährt). Das trifft in einfachen Fällen (für homogenes Material und einfache Beanspruchung) zu, während die in der Natur bestehenden Complicationen auch Abweichungen von diesem einfachen Typus bedingen.

[1]) Kjerulf: Geol. Norwegen, 1880, p. 93, 329.

[2]) Reyer: Sierra Nevada, Jb. Min. Beil. IV, p. 320.

[3]) v. Richthofen: China, 1882, II., p. 392, 733. S. das Kapitel: Unsymmetrische Gebirge.

[4]) Becker: Comstock Monografie, U. St. Geol. Survey, Vol. 3, p. 156 und A. J. 1885, Vol. 30, p. 117, 195, 207.

Digitized by Google

Digitized by Google

ERDBEBEN UND SEEBEBEN.

Digitized by Google

Digitized by Google

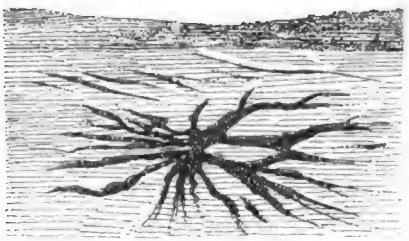
ERDBEBEN UND SEEBEBEN.

Digitized by Google

Digitized by Google

VI. Erdbeben und Seebeben.

Die fühlbaren [1]) Erschütterungen der Erdoberfläche, welche durch diesen Namen bezeichnet werden, sind mannigfaltig: im festen Grundgebirge fühlt man harte Stösse und Vibrationen von wechselnder Stärke und Richtung; im losen Alluvium dagegen treten verworren wogende Bewegungen auf. Die Bäume neigen sich in letzterem Falle mitunter als ob sie vom Sturm ergriffen wären; rauschende, krachende Wellen gehen durch den Wald. [2])



516

517

Häufig birst der Boden, es entstehen Spalten und Bruchtrichter (Fig. 516, 517 Beben von Calabrien, Fig. 518 Beben von Kachar, Indien, nach Oldham), der Grundwasserstand wird afficirt: bald versinkt das Wasser von der Oberfläche, bald dringen Fluten schlammigen Wassers aus der Tiefe hervor. Was labil ist, wird zerrüttet: steile Halden und Schneefelder rutschen über die Gehänge nieder, die Gebäude werden zusammengerüttelt etc.

Bei Verschiebung oder Trennung der Massenteile wird ein Teil des mechanischen Impulses zur Deformation ver-

[1]) Zarte Vibrationen und langsame Pulsationen der Erdkruste, welche durch das Gefühl nicht wahrgenommen werden, fallen nicht unter den Begriff Beben.

[2]) Bringier: Trans. geol. soc., 1840, p. 603.

Digitized by Google

wendet, ein Teil setzt sich in Wärme, ein anderer in Elektricität um.[1])

Die den Beben vorangehenden Pressungen und Zermalmungen, Zerrungen und kleinen Verschiebungen verursachen namhafte Entwicklungen von Elektricität, daher die mannigfaltigen elektrischen Fänomene, Angst der Tiere und Menschen vor Eintritt des Bebens; der Ausbruch des Bebens selbst ist von noch beträchtlicheren Störungen begleitet. Häufig wird eine Aufhellung des Himmels, elektrisches Leuchten und Blitzen notirt.

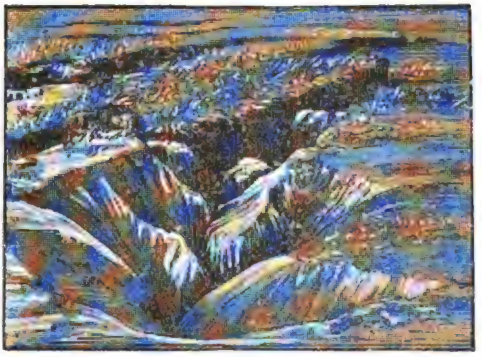


Fig 518.

Die elektrischen Vorboten sind als Warner beachtenswert, jedoch nicht verlässlich, da sie eben nur dann auftreten, wenn der eigentlichen Dislocation namhafte Pressungen und Verschiebungen vorhergehen.

Als Ursachen der Beben sind hervorzuheben:

1. Vulkanische Ausbrüche;
2. Dislocationen, und zwar:
   a) Stürze (Bergstürze oder Einstürze in unterirdische Höhlungen), welche durch Dislocation oder Erosion verursacht werden;
   b) Verwerfungen und Gleitungen im festen Gebirg (siehe unten);
   c) Bewegungen in losen Massen.

Die Ursachen der letzteren wurden im Kap.: Massenbewegung erörtert, desgleichen wurden die vulkanischen Explosionen a. O. besprochen. Die Stürze als Ursache von

[1]) Elektrische Erscheinungen bei Beben s. Strukkeley: Philos. of earthquakes, 1750. Giseler: Abh. Akad. Schweden 1753. Beccaria: lettere elettric. 1758, p. 226, 362. Cavallo: Elektric. 1797, Vol. 1, p. 224. Hoffmann: Gesch. Geogn., 1838, p. 386—392. Hoff: Veränder., 1840,

Digitized by Google

Beben sind kaum beachtenswert; dagegen werden im Folgenden die unter 2 *b)* fallenden Beben ausführlich besprochen, weil fast alle namhaften Beben auf diese Ursachen zurückzuführen sein dürften. Auch ein grosser Teil der sogenannten vulkanischen Beben (welche von Vulkanen ausgehen) ist gewiss hierher zu rechnen, indem dieselben durchaus nicht immer durch Explosionen, sondern durch Dislocationen bedingt werden. Es erklärt sich hieraus die Tatsache, dass so häufig die Tätigkeit der Vulkane in Folge eines Bebens entweder vermehrt oder vermindert erscheint.[1])

In früherer Zeit wurde auf Grund dieser Tatsachen vielfach behauptet, die Beben verursachten vulkanische Fänomene; das ist falsch: die Beben sind nicht Ursache der Ausbrüche, sondern Beben und Änderung der vulkanischen Fänomene sind Folgen von Dislocationen, daher ihr häufiges Coincidiren.

Die Dauer der Beben ist sehr verschieden: bald ist die Erschütterung und Verwüstung binnen weniger Minuten definitiv abgeschlossen, bald wiederholen sich die Stösse durch Tage und Wochen.

Beispiele: Das Beben Lima-Callao (Peru) 1746 verwüstete die Städte binnen weniger Minuten; in den folgenden 24 Stunden ereigneten sich noch 200 Stösse von zerstörender Kraft.[2]) 1766 wurde Cumana binnen weniger Minuten zerstört, dann hielt das Beben noch 14 Monate — oft mit verwüstender Kraft — an. Nach dem Beben von Calabrien 1783, dessen Hauptstoss 2 Minuten anhielt, ereigneten sich im Laufe eines Jahres im Districte von Monteleone allein 950 Erschütterungen. Vivenzio zählt von Februar bis August unter 216 Tagen 148, an welchen sich in Calabrien Beben ereigneten, und zwar

Vol. 4, p. 107. Boué: Bul. Geol., 1856. Palmieri, Rossi: Meteor. endogena, 1879, p. 60. Pilar: Abyssodynamik, 1881, p. 147. Die begleitenden Erscheinungen der Beben wurden vielfach irrtümlich als Ursachen der Beben gedeutet. Viele Schriftsteller des 18. Jahrhundertes hielten die Elektricität für die Ursache der Beben.

[1]) Die Verminderung ist seltener: Die Eruption des Stromboli hörte während des Bebens von Calabrien 1783 auf, die Emanationen des Vulkanes von Pasto wurden während des Bebens von Riobamba sistirt etc.

[2]) Frezier: Hist. Tremblements.

Digitized by Google

fielen auf einzelne Tage viele Stösse. Bei dem Beben von Lissabon dauerte die Hauptbewegung wenige Secunden, binnen 5 Minuten folgten dann noch 2 verheerende Erschütterungen, später folgten nur unbedeutende Stösse; dagegen hielten die Beben von Savoyen 1808 7 Wochen lang mit grosser Stärke an und das Gebiet von Riobamba wurde 1797 durch 2 Monate von verwüstenden Beben heimgesucht. Das grosse Mississippi-Beben 1811—1813 zog sich mit Pausen sogar 2 Jahre hin.[1])

Das Beben von Neu-Seeland 1848 dauerte 5 Wochen und an einzelnen Tagen zählte man 1000 Stösse. Das Walliser Beben 1855 hielt mit geringen Unterbrechungen 4 Monate an, auf den Sandwich-Inseln zählte man 1868 binnen einiger Monate 2000 Stösse, St. Thomas 1868 zählte man 280 Stösse in 10 Stunden, S. Salvador 1879 in 10 Tagen 600 Stösse etc.

Da die Beben sich meist auf Dislocationen beziehen (s. unten), diese aber durch lange Zeiträume lebendig bleiben, d. i. wiederholt beansprucht werden, begreift es sich, dass Ortschaften, welche in solchen lebendigen Dislocations-Zonen liegen, oft von Beben getroffen werden.

So wurde Lima seit Gründung der Stadt (16. Jahrhundert) wiederholt fast vollständig zerstört, einmal zu Ende des 16. Jahrhundertes, dreimal zu Ende des 17. Jahrhundertes, sechsmal in der ersten Hälfte des 18. Jahrhundertes (worauf Ruhe folgte bis 1868).[2]) S. Salvador wurde vierzehnmal durch Beben zerstört.[3])

Das Städtchen Lactacunga bei Riobamba (Quito), dessen Häuser aus Bimsstein erbaut sind, wurde im vorigen Jahrhunderte fast in jedem Decennium einmal, mitunter aber auch in kleineren Intervallen (z. B. 1736, 1742, 1744, 1757, 1766, 1768) schwer beschädigt oder ganz zerstört. Zu Anfang unseres Jahrhundertes lagen in Folge des Bebens von Riobamba 1797 noch $^4/_5$ der Stadt in Trümmern.[4])

Antiochia wurde im Mittelalter wiederholt vollständig

[1]) Humboldt: Rel. Hist., Vol. 5, p. 9. Rogers: A. J., Vol. 45.

[2]) C. Fuchs: Vulk., 1875, p. 159.

[3]) Montessus: Tremblemenst et volc. Amerique centr. C. R., 1885, Vol. 100, p. 1312.

[4]) Humboldt: Kosmos, 1858, IV., p. 577.

Digitized by Google

zerstört (40.000—60.000 Todte), Siena, Basel u. a. europäische Städte wurden oft von Beben getroffen etc.

Ich berufe mich wiederholt auf folgende namhafte Beben aus älterer Zeit:

Jahr:	Ort:	Zahl der Todten:
526	Syrien	200.000
1687	Lima-Callao, Peru	(Seebeben)
1693	Sizilien	60.000 [1])
1746	Lima-Callao, Peru	(Seebeben)
1750	Conception, Chile	(Seebeben)
1755	Lissabon	24.000
1783	Calabrien	30.000
1797	Cumana-Antillen	
1797	Riobamba, Quito	40.000

1811—1813 Mississippi. 1812 Caracas, Venezuela. 1822, 1835 Conception, Chile. 1837 Valdivia, Chile.

Arten der Erschütterung. [2])

Um die Art einer Erschütterung zu studiren, unterzieht man eine Punktreihe (oder einen Flüssigkeits-Faden) der Betrachtung. Dann untersucht man die Bewegungen der Punktreihen nach verschiedenen Richtungen des bez. Körpers.

1. Normale Schwingungen. — Die ersten gestossenen Teile [3]) drängen die nächsten von sich ab gegen die dritten u. s. f., bis endlich in einer gewissen Entfernung vom Stosspunkt eine so starke Drängung entsteht, dass die ursprüngliche Bewegung aufgehoben wird und die elastische Gegenwirkung platzgreift. Nun schwingen die gedrängten Teile einerseits gegen den Stosspunkt zurück, anderseits teilt sich der Stoss dem bisher intacten Nachbargebiete mit und bedingt hier abermals eine Compression u. s. f.

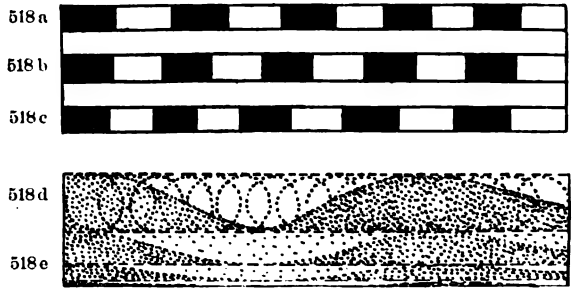
[1]) Hiervon 20.000 in Catania: im Ganzen wurden 50 Ortschaften verwüstet oder geschädigt.

[2]) Mallet: Dynam. earthquakes Trans., Dublin, 1848, und Hopkins: Brit. Assoc. Rep., 1848, haben zuerst die Mechanik der Beben studirt.

[3]) Die linearen Schwingungen einer Punktreihe oder eines Stabes werden als longitudinale Schwingungen bezeichnet. Auf grössere Massen übertragen, wird diese Bezeichnung passender durch den Ausdruck „normale Schwingungen“ ersetzt.

Digitized by Google

Hängt man einen elastischen Stab (etwa eine mit einem Gewichte beschwerte Feder) auf und führt gegen denselben einen vertikalen Stoss, so erfolgen derartige normale Schwingungen. Die locale Compression wandert weiter, es alterniren Pressungs- mit Zerrungs-Gebieten. In der Mitte des



Stabes tritt keine merkliche Ortsbewegung ein; das freie Ende aber vibrirt auffällig; alternirend stosst es vor und schnellt dann wieder zurück. Je steifer der Stab gespannt war und je rapider der Stoss geführt wurde, desto rascher schwingt der Stab; die Distanz, um welche das freie Ende sich auf und ab bewegt, hängt gleichfalls ab von der Spannung des Stabes und von der Heftigkeit des Stosses. In Fig. 518b ist die Ruhelage eines Stabes dargestellt, die einzelnen Abschnitte enthalten gleich viele Massenteile und haben das gleiche Volumen. In Fig. 518a sind die Teile links gezerrt, die Teile rechts gepresst. In Fig. 518c sind umgekehrt die Partien links comprimirt und die zur Rechten gezerrt. Diese Zustände alterniren.

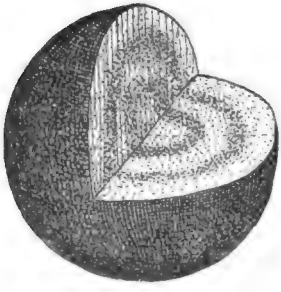


Fig. 519.

Geht die Erschütterung vom Inneren eines Körpers aus, so alterniren Verdichtungs- und Zerrungs-Sfären, wie Fig. 519 veranschaulicht. Die Geschwindigkeit hängt ab von der Elasticität und von der Stärke des Stosses, die Amplitude hängt ab von der Intensität der ersten Erregung.

Digitized by Google

2. Stosst man den Stab seitlich, so tritt eine wellige Transversal-Bewegung ein, welche gleichfalls vom Stosspunkt aus durch den Stab weiter wandert (schwingende Stäbe, Saiten, Wasserwellen). In Fig. 518d sind die annähernd kreisförmigen Wege dargestellt, welche die Teile einer wellig bewegten Flüssigkeits-Schichte beschreiben; jedes folgende Teilchen bewegt sich in der Kreisbahn um einen gleichen Betrag vor; durch Verbindung dieser Punkte ergibt sich die durch Punktirung hervorgehobene Welle. In der Tiefe werden die von den Wasserteilchen beschriebenen Kreise immer kleiner, die Wellen flacher (518e).

Beide Arten von Vibration: die normale Erschütterung und die transversale Wellung stellen zwei einfache Typen dar, welche die Betrachtung erleichtern, die jedoch in der Natur selten rein auftreten. In der Regel haben wir es weder mit rein linearen Stössen, noch mit reinen Wellen zu tun; die Partikel eines zusammengesetzten festen Körpers haben verschiedene Dichte, sie befinden sich in einem verschiedenen Grade der Spannung (Pressung, Zerrung, Torsion), sie erhalten verschiedene Impulse und demgemäss vollführen sie im Falle einer Erschütterung complicirte Wege.[1]) Im Innern des Körpers vibrirt jedes Teilchen in ellipsoiden, spiraligen oder knäulartigen Bahnen um die Gleichgewichtslage, an der Oberfläche des Körpers aber treten z. T. vibrirende Erschütterungen, z. T. wellige Bewegungen ein.

Zahl der Stösse. — Die Zahl der Erschütterungen schwankt innerhalb weiter Grenzen. Sehr langsame Erschütterungen kann man noch mit dem Auge wahrnehmen und mit dem Ohr als einzelne Stösse unterscheiden; 8 Stösse pr. Secunde erscheinen dem ungeübten Ohr aber bereits als ein dumpfes continuirliches Geräusch. 32 Schwingungen pr. Secunde

[1]) Seitlich gestossene Stäbe und Saiten führen vorwiegend wellige (transversale) Schwingungen aus, daneben treten aber auch normale Schwingungen auf. Wenn ein Stab mittelst spiraliger Reibung in Schwingung versetzt wird, vollführen die Teile in Folge der Torsion verwickelte Schwingungen etc. In festen Körpern von namhafter Ausdehnung (Erdkruste) werden die normalen Stösse wohl ausnahmslos von welligen (transversalen) Bewegungen begleitet.

Digitized by Google

werden als sehr tiefer Ton empfunden (C—2).[1]) Die Töne geben uns also unmittelbar über die Zahl der Erschütterungen und mithin auch über die Wellenlänge Aufschluss.[2])

Bei den Beben hört man meist ein dumpfes Rollen, Brüllen, ein Geknatter oder ein Sieden, im allgemeinen also ziemlich tiefe Töne, woraus man schliessen kann, dass die Teilchen mit mässiger Schnelligkeit vibriren.[3])

Die verworrenen akustischen Wirkungen belehren uns zugleich, dass Schwingungen von sehr verschiedener Dauer gleichzeitig sich vollziehen. Die vertikalen (normalen) Stösse

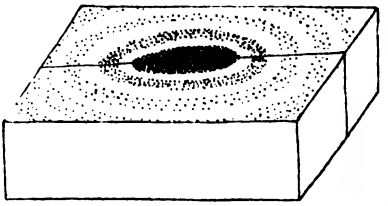


Fig. 520.

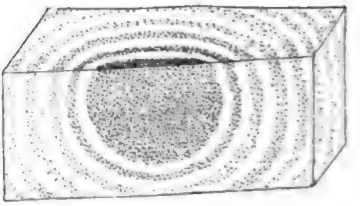


Fig. 520a.

dürften als Geknatter, die undulatorischen (transversalen) dagegen als Donnern und Brausen vernommen werden.

Ausser diesen verschiedenen Vibrationen, welche man akustisch verfolgen kann, beobachtet Milne auch langsame Schwingungen, und zwar bei kleinen Beben etwa 4—5, bei grossen Beben 1—2 Vibrationen per Secunde. Die raschen (tönenden) Vibrationen verhalten sich zu den grossen, langsam schwingenden Wellen etwa wie die Kräuselungen und kleinen Wellen zu den grossen Wogen einer Wassermasse.

[1]) Die Subcontra-Octave der Orgel, welche mit dem C mit 16 Schwingungen pr. Sec. beginnt, umfasst noch nicht eigentlich musikalische Töne (mit klar bestimmter Tonhöhe). Die Grenze, bei welcher das Stossgeräusch aufhört und wo der musikalische Ton beginnt, ist subjectiv verschieden.

[2]) Die Wellenlänge (Distanz der Dichtigkeits-Maxima) ist bedingt durch die Schwingungsdauer des anregenden Körpers: sie verhält sich umgekehrt, wie die Schwingungszahl.

[3]) Neben den tiefen Tönen hört man mitunter aber auch ein besonders unheimliches hohes Sausen und metallisches Klingen oder es klingt, als ob in unterirdischen Räumen Glasmassen zerschlagen würden. Das Geräusch wird mitunter längere Zeit vor Eintritt des Bebens vernommen. Mitunter folgt dem Dröhnen auch kein merkliches Beben nach.

Digitized by Google

Die einzelnen Stösse eines Bebens folgen Anfangs rasch aufeinander, während die Stösse später immer langsamer werden; die Periode wird länger in dem Masse als das Beben ausschwingt und sich beruhigt. Hätte ein Beben z. B. Anfangs eine Periode von drei Stössen per Secunde, so erfolgt später nur ein Stoss per Secunde und schliesslich tritt die erlöschende Erschütterung nur alle zwei Secunden auf; desgleichen werden die Stösse nicht bloss schwächer, sondern auch seltener in dem Masse als ein Punkt entfernt vom Ort der ursprünglichen Erschütterung liegt (Milne). Fig. 520 und 520a veranschaulichen diess Verhalten schematisch.

Stärke der Erschütterungen. Amplitude.

Bei einem langsamen, milden Stoss verläuft ein grösserer Zeitraum bis das Erschütterungs-Maximum erreicht ist, bei energischem Stoss tritt das Maximum rasch ein. Die Intensität des ersten Impulses ist massgebend für die Fortpflanzung und zerstörende Wirkung des Bebens (s. unten). Die Erschütterungs-Stärke nimmt (in ideal elastischem Material) mit dem Quadrate der Entfernung vom Stosspunkt ab.

Es folgt hieraus, dass man an der Erdoberfläche nur seichte Dislocationen als Beben empfindet, während sehr tiefe Dislocationen an der Erdoberfläche nur als Tremors empfunden werden können.

Obige Abnahme würde zu Recht bestehen, wenn der Stoss sich als solcher rein fortpflanzte. In der Tat trifft diess aber nur bei sehr elastischen Substanzen annähernd zu, während in den meisten Körpern ein ansehnlicher Teil der Energie in verschiedener Weise (innere Reibung, Umformung, Wärme) verbraucht wird. Insbesondere plastische und desintegrirte Massen verbrauchen einen bedeutenden Teil der empfangenen Energie in dieser Weise; der Stoss erlischt bald. Überdiess tritt bei Wechsel des Materiales Reflexion ein; der Stoss wird insb. in gemischten Substanzen verworren und zerfahren.

Man beobachtet aus diesen Gründen nicht selten ein rasches Ersterben der Erschütterung in geringer Entfernung vom Schüttergebiet. Anderseits kommt es aber auch vor, dass

Digitized by Google

entfernt vom ursprünglichen Stossgebiet heftige Stösse auftreten, während zwischenliegende Gebiete relativ ruhig bleiben.

Man hat in solchen Fällen von „Brücken" gesprochen und sich vorgestellt, der Stoss gienge unter diesen Brücken durch wie das Tosen einer Wasserwelle. Diese Vorstellung muss durch andere Erklärungen ersetzt werden. Ich unterscheide folgende Fälle:

1. Kann ein Gebiet in Folge von Interferenz und Reflexion ruhig bleiben, während benachbarte Gebiete heftig erschüttert werden.

2. Kann eine plastische oder desintegrirte, jedoch stabile Einschaltung oder Auflagerung (etwa das Alluvium eines Talbodens) die Erschütterungen local zum Erlöschen bringen, während der Stoss unter dem ruhigen Alluvium durch den festen, elastischen Felsboden weithin geleitet werden kann (s. Fig. 520b).

3. Werden häufig durch das Beben in entfernten Gebieten Spannungen ausgelöst (Rupturen, Faltung, Massenbewegung) und es entstehen hiedurch neue Beben, welche wieder auf entfernte Gebiete anregend wirken können u. s. f., wodurch ein scheinbares Wiederaufleben der ersterbenden Energie des Urbebens bewirkt wird. In der Wirklichkeit aber war die ursprüngliche Energie im ruhigen Zwischengebiet schon nahezu erschöpft und die Zunahme in der Ferne ist durch das Auslösen einer neuen Energie verursacht.

4. Endlich können durch verschiedene (kosmische oder atmosfärische) Ursachen Spannungen in verschiedenen Gebieten gleichzeitig ausgelöst werden, während zwischen den erregten Gebieten ruhige Districte sich einschalten, welche die auslaufenden Erschütterungen der verschiedenen Stosscentra empfangen.

Die Amplitude hängt ab von dem Anstoss, sie ist ferner verschieden je nach Art und Gestalt des Körpers, welcher durch den Stoss getroffen wird. Auf dem Boden stehend, mag man nur eine leise Vibration verspüren, während Mauern, Türme, Baumstämme grosse Schwingungen vollziehen. Turmspitzen führen bei Stürmen Schwingungen von 0·1 *m* aus, eine 12 *m* hohe Mauer schwang während eines heftigen Sturmes

Digitized by Google

0·6 *m* weit, bevor sie stürzte. Mallet beobachtet, dass die Risse in Mauern fern vom Beben-Centrum bis 0·1 *m* weit klafften, während die Risse in näher gelegenen Gebäuden nur halb so weit waren. Als Maximum der Verschiebung beobachtete er beim neapolitanischen Beben 0·3 *m*. Abella schätzt eine von ihm beobachtete Bewegung auf 2 *m*. Die Amplitude der Gebäude-Bestandteile darf natürlich nicht verwechselt werden mit der Bewegung eines Teiles der Erdkruste, noch viel weniger darf man ausgelöste Massenbewegungen mit der Amplitude eines Punktes der Erdkruste verwechseln.

Knipping und Wagener (Seism. Soc. Japan) haben bei mehreren japanischen Beben Bestimmungen der Amplitude ausgeführt. Sie messen bei schwächeren Beben horizontale Schwingungen von 0·1—2 *mm*, bei starken Beben 3—4 *mm*. Die vertikalen Bebenstösse haben bei mässigen Beben eine Amplitude von 0·2, bei starken Beben 0·5 *mm*.

Die Messung einer Bewegung, welche der Beobachter und der Apparat selbst z. T. mitmacht, ist precär und es dürften diese Angaben über Amplitude der Bebenstösse vorläufig noch der Kritik offen stehen. Ungleich höhere Beträge haben sicher die eigentlichen (transversalen) Wellenbewegungen der Erdkruste, über deren Betrag jedoch keine Untersuchungen vorliegen.

Tremors, Beben und Pulsationen.

Je nach der verschiedenen Stärke und Schnelligkeit der Stösse unterscheidet man:

1. zarte Tremors (Zitterungen), welche nur mittels empfindlicher Instrumente nachgewiesen werden können;

2. die eigentlichen (fühlbaren) Beben;

3. die Pulsationen, welche in Folge ihrer Langsamkeit der gemeinen Beobachtung entgehen.

Tremors.[1]) — Zarte Erschütterungen lassen sich ver-

[1]) Bertelli: Osserv. microsismiche, Atti Accad. Lincei, 1876, p. 26. Rossi: Meteorol. endogena. 1876, 1882. Darwin cit., Milne: Seismic.

Digitized by Google

folgen, indem man den Pol eines Compasses durch ein nahegerücktes Eisenstückchen in eine empfindliche, labile Stellung bringt, so dass die Nadel bei der geringsten Erschütterung gegen das Eisen hinzuckt (Milne p. 312). Akustisch lassen sich die leisesten Erschütterungen mittels des Mikrofones constatiren. Besonders empfiehlt sich aber die Beobachtung empfindlicher Pendel oder des Quecksilber-Spiegels mittels der Lupe. Lastenzüge wirken auf empfindliche astronomische und geodätische Instrumente in einer vertikalen Entfernung von 100 *m* und in einer horizontalen Distanz von mehreren 100 *m* störend ein, selbst wenn die bez. Gebäude tief fundirt sind. [1])

Die Beobachtungen von Zöllner und G. Darwin zeigen, dass die Erdkruste fast ununterbrochen zarte Erschütterungen erleidet und nie ganz zur Ruhe kommt. [2])

Abbot, welcher bei verschiedenen grossen Explosionen einen Quecksilber-Spiegel mittels sechs- und zwölffach vergrössernder Lupe beobachtete, fand, dass die zarten Vibrationen mit sehr bedeutender Schnelligkeit dem fühlbaren Beben voraneilen. Die kräftigere Lupe verriet die ersten Vibrationen sehr bald nach erfolgter Explosion, während die schwächere Lupe erst später Bewegungen anzeigte, wie die folgenden Zahlen zeigen. Es ist wohl nicht zweifelhaft, dass bei noch stärkerer Vergrösserung die ersten Tremors noch früher nachgewiesen, also eine noch höhere Geschwindigkeit constatirt worden wäre.

---

experiments. Phil. Trans. 1882, Vol. 1873, p. 863, Geol. Mag. 1882, p. 483, Nature, 1883, Vol. 28, p. 367, Nature, 1884, Vol. 29, p. 456. Milne in Seismol. Soc. Japan 1883, 1884, und Milne: Earthquakes (Internat. Scient. Series, 1885, Vol. 56).

[1]) Palmer, welcher einen möglichst ruhigen Ort für das Naval-Observatorium der V. St. zu bestimmen hatte, constatirt Beunruhigung des Hg.-Spiegels durch einen Lastenzug bis auf eine Entfernung von 1·5 *km*. Da die Erschütterungen an der Erdoberfläche die stärksten Ortsbewegungen verursachen, werden die Gebäude, welche feinen Beobachtungen dienen sollen, mit einem Wassergraben umgeben, welcher die Erschütterungen der obersten Schicht absorbirt. Palmer, Paul: Trans. Seism. Soc. Japan, Vol. 2, p. 41, Vol. 3, p. 148.

[2]) Darwin: Brit. Assoc. Rep., 1881, p. 96.

Digitized by Google

x Kilogramm Dynamit:	km Schnelligkeit bei einer Vergrösserung mittelst Lupe 6:	Lupe 12:
30	1·6	2·5
100	2·0	2·6
200	1·0	2·6

1870 constatirte Bertelli durch mikroskopische Pendel-Beobachtung die auslaufenden Schwingungen entfernter Beben und Rossi, sowie Malvasi finden, dass grossen Beben immer mikroseismische Stürme vorangehen. Rossi findet auch, dass das Maximum der mikroseismischen Bewegungen (gleich dem Maximum der Beben) in den Herbst fällt. Ausserdem treten mikroseismische Bewegungen mit namhaftem Wechsel des Luftdruckes ein (s. Ursachen der Beben).

Pendel von verschiedener Länge geben ähnliche mikroseismische Resultate, doch wird die Einfachheit des Bildes mitunter gestört durch die Coincidenz der Schwingungsdauer ein oder des anderen Pendels mit den anhaltenden Impulsen. Das Maximum der Bewegung wird in Folge dessen nicht von allen Pendeln zu gleicher Zeit notirt.

Pulsationen. — Während die Tremors zu zart sind, um fühlbar zu sein, sind die Pulsationen zu langsam. Ursprünglich beobachtete man in Italien und Japan, dass der Pendel zeitweise aus der normalen Lage abweicht und erst nach einiger Zeit wieder in dieselbe zurückkehrt. Einseitige Erwärmung oder Durchfeuchtung der Unterlage konnten nicht Ursache dieser Abweichung sein, da eine Reihe verschiedener Pendel mit verschiedener Basis analoge Abweichungen aufwiesen. Die Axe, um welche der Pendel seine kleinen und langsamen Excursionen ausführt, ist variabel.

Die Libellen verschieden orientirter Wasserwagen zeigen ähnliche Schwankungen (Plantamour, Milne, p. 329).

Die Nivo-Änderungen, welche diesen Oscillationen zu Grunde liegen, hängen z. T. mit der Jahreszeit, z. T. mit Wechsel des Luftdruckes zusammen; es scheinen also in diesen Fällen langsame und unbedeutende regionale Nivo-Änderungen sich zu vollziehen:

1. in Folge von Temperatur-Wechsel (einseitige Besonnung);

Digitized by Google

2. bilden sich Depressionen und Aufbauchungen der Erdkruste in Folge variabler Belastung;

3. kommen Pulsationen nach Ablauf der Beben vor. So beschreibt Milne in einem Falle (p. 341), dass die Libelle nach dem Beben mit wechselndem Intervall hin und her wanderte und sich erst nach längerer Zeit beruhigte.

Interferenz und Reflexion. — Wenn ein Körper von mehreren Stössen getroffen wird, entstehen Systeme von Pressungs- und Zerrungs-Zonen, welche, einander begegnend, sich bald verstärken, bald schwächen und selbst vollständig compensiren oder auslöschen. Wirft man zwei Steine einige Meter voneinander entfernt in einen Teich, so kann man die einander kreuzenden Wellenkreise verfolgen. Wo zwei Berge einander begegnen, erreicht das Wasser die doppelte Höhe; wo Tal und Tal einander begegnen, entsteht ein Tal von doppelter Tiefe; wo Berg und Tal einander begegnen, tritt Ruhe ein.

Wird eine Saite an einem Punkt erschüttert und wird darauf dieselbe Erregung in einer der Wellenlänge entsprechenden Distanz wiederholt, so verstärkt sich der Ton. Wird die Erschütterung in einer Entfernung wiederholt, welche der halben Wellenlänge entspricht, so löschen sich die Bewegungen gegenseitig aus. Wenn der Wasserträger ein Schaff Wasser trägt und im Takt mit dem wellig schwingenden Wasser geht, so schlägt das Wasser schliesslich über; durch Änderung des Taktes erzeugt er hingegen auslöschende Interferenzen und die Wassermasse beruhigt sich.

Wenn eine schwingende Bewegung sich in einer unbegrenzten Punktreihe, allgemein gesprochen in einem homogenen unbegrenzten Material fortpflanzt, schreiten die Stösse gleichmässig fort. Sobald aber eine Grenze erreicht wird, an welcher andere Verhältnisse (der Dichte oder der Elasticität) herrschen, teilt sich die Bewegung; ein Teil derselben geht in das neue Medium über, ein Teil wird reflectirt und kehrt in das alte Medium zurück.

Digitized by Google

Fortpflanzungs-Schnelligkeit der Beben.

In ideal compactem Fels würde sich der Stoss mit etwa 1500—3000 *m* pr. Secunde fortpflanzen, in geklüftetem, zertrümmertem Material reducirt sich die Geschwindigkeit aber auf 10—20 % dieser Beträge; die Beben haben meist nur 400—700 *m* Schnelligkeit. Mallet stellte experimentell die folgenden Werte für die Fortpflanzung von Explosions-Stössen fest: [1])

In Sand	250 *m*
„ zertrümmertem Granit	400
„ festem Granit über	500

Untersuchungen der Schnelligkeit verschiedener Beben haben die folgenden Werte ergeben: [2])

Neapolit. Beben, Mallet	260 *m*
Italische Beben nach Rossi meist unter	300 [3])
Cutch, Indien, 1819, Milne	350
Verschiedene indische Beben . . .	300—700 [4])
Herzogenrath, 1873, Lasaulx . . .	360
„ zweites Beben . . .	480
Lissabon, 1755	300—550 [5])
Rheinisches Beben, Schmidt . . .	560 [6])
Antillen, 1843, Rogers	730
Schweiz zwei Fälle, Volger	670—740
Mitteldeutsches Beben, 1872 . . .	740
Mississippi, 1812, Rogers (A. J., Vol. 45):	
im losen westlichen Gebiet . . .	600
im festen östlichen Gebirg . . .	900

[1]) Mallet: Brit. Assoc. Rep., 1857, p. 272; Proc. Roy. Soc. L., 1861, p. 353; Trans. Roy. Soc., 1862, p. 668. Mallet: Seismology.

[2]) Ich gebe runde Zahlen, da bei der Ungenauigkeit der bez. Zeitbestimmungen Unterschiede von einigen Metern nicht ins Gewicht fallen.

[3]) Die Schnelligkeiten von 100–200 *m* sind wohl fraglich.

[4]) Nach Milne: In einem Falle über 1000 *m*.

[5]) Mitchell: Phil. Trans., 1760, p. 566. Entfernte Schiffe fühlten das Beben von Lissabon so rasch, dass sich eine Schnelligkeit von 900 *m* berechnet (Milne).

[6]) Schmidt in Nöggerath: Beben von 1846, p. 28.

Digitized by Google

Californien, 1872	700 *m*
S.-Amerika, Humboldt	530—740
Italien, 1873, Serpieri	500—800 [1]
Japan, 1883, Milne	400—1000 [2]
Lissabon, 1761, Milne	900—1100 [3]

Die Beben pflanzen sich also gemeiniglich mit 400—700 *m* pr. Secunde fort, doch kommen einerseits Werte unter 300. und anderseits solche über 1000 *m* vor. Diessbezüglich ist massgebend:

1. Die Intensität des ersten Anstosses, deren Bedeutung schon von Mallet betont wurde (Assoc. Rep., 1851). Er fand, dass der Explosions-Stoss von 1 *t* Pulver im Schiefergebirg sich mit 330 *m* fortpflanzt, während 6 *t* Pulver eine Schnelligkeit von 410 *m* ergaben. Nach Abbot pflanzt sich der Stoss von 0·1 *t* Dynamit (bei 8 *km* Distanz) mit 1700 *m* fort, während der Stoss von 25 *t* Dynamit (bei 13 *km* Entfernung) sich mit 2500 *m* pr. Secunde fortpflanzt (A. J., 1878, Vol. 15).[4]

2. Hängt die Schnelligkeit ab von der Beschaffenheit des Materials. Die mineralische Beschaffenheit und dessen Struktur,[5] die Dichte und Porosität, die Durchtränkung, der Druck und die Temperatur sind massgebend.

Von grösster Bedeutung ist die Zerklüftung. Die zerklüfteten Gesteine, mit denen man es in der Natur zu tun hat, weisen eine Schnelligkeit von nur einigen 100 *m* auf, während compacte Gesteine den Stoss 5—10 Mal so rasch leiten. Schnelligkeiten von 400 *m* werden häufig beobachtet: in seltenen Fällen ist die Fortpflanzung im Boden noch langsamer, als der Schall in der Luft (= 340 *m*), in welchem Falle man das Beben hören kann, bevor man dasselbe empfindet.

[1]) Für die Strecke Ragusa-Spoleto berechnet sich angeblich 1200 *m*.

[2]) Für einzelne Strecken berechnet Milne 1300—3000, ja sogar 5000 *m*. Diesen Angaben liegen wohl irrtümliche Annahmen, bez. des Ursprunges der bez. Erschütterung zu Grunde.

[3]) Nach einer Angabe sogar über 1500 *m* (Fortpflanzung am Meeresboden). Milne.

[4]) Bei gleicher Distanz wäre die Differenz der Schnelligkeiten noch grösser (s. Abnahme der Schnelligkeit mit der Entfernung).

[5]) Verschiedenheit der Leitung im Schiefer parallel der Schichtung und senkrecht zu derselben.

Digitized by Google

Es ist natürlich, dass die berechneten Werte, selbst wenn die Zeitangaben exact sein sollten (was selten zutrifft), nur rohe Mittelwerte darstellen. In der Tat sind die Schnelligkeiten auf einer grösseren Strecke je nach Beschaffenheit des Materiales sehr variabel. Vor allem ist der Contrast zwischen Felsboden und Alluvium ins Auge zu fassen.

In Fig. 520 b wird der Stoss, sobald er *a* erreicht hat, sich teilen; ein Teil geht mit grosser Intensität und Schnelligkeit durch das Grundgebirge weiter, während eine andere Partie mit verminderter Schnelligkeit und Stärke durch das Alluvium sich fortpflanzt. In diesem Falle kann es leicht geschehen, dass der Punkt *c* zuerst von den aus dem Grund-

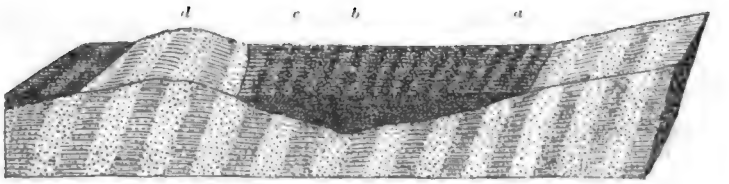


Fig. 520 b.

gebirge durchschlagenden Erschütterungen getroffen und erst später von dem ersten schwachen Alluvial-Stoss *(a)* erreicht wird. Die bei *d* aufragende Grundgebirgs-Insel wird den Stoss früher empfinden, als das Alluvium *c* vom Alluvial-Stoss getroffen wird. War das Alluvium labil, so können durch den Stoss Massen-Bewegungen ausgelöst werden und es kann geschehen, dass der Stoss *b c* später erreicht als *d* und doch bei *b c* intensiver wirkt.

Es folgt aus dieser Betrachtung, dass die Zeitangaben bei Beben durchaus nicht immer zu „stimmen" brauchen, ja eine auffällige Harmonie der Zeitbestimmungen wird bei complicirtem Terrain sogar unglaubwürdig.

Es wurde sub Tremor erwähnt, dass die zarten Erschütterungen dem eigentlichen Beben weit voraneilen. Abbot fand bei sechsfacher Vergrösserung Schnelligkeiten über 1000 *m*, bei zwölffacher Vergrösserung aber selbst 2600 *m* pr. Secunde.[1])

[1]) Abbot: A. J., 1878, Vol. 15.

Digitized by Google

Dieser Contrast ist wohl bedingt durch die Tatsache, dass das Material gemischt ist und dass jedem Bestandteil seine spezifische Schnelligkeit zukommt. Insbesondere dürfte die Durchtränkung des Bodens mit Grundwasser massgebend sein.

Man denke sich eine zerklüftete Gesteinsmasse, in welcher eine Wasserspalte vom Schüttergebiet aus weithin sich erstreckt. Erfolgt ein Stoss, so wird derselbe in der Wassermasse mit 1400 *m* pr. Sec. sich fortpflanzen, während er im Fels meist nur mit einigen 100 *m* fortschreitet.

Da nun das Grundwasser in den Klüften nur eine sehr geringe Masse darstellt, werden die Wasser-Tremors nur als eine vorauseilende schwache Erschütterung verspürt.

Ein Teil der Tremors dürfte durch diese Ursache bedingt sein. Da aber ausserdem viel höhere Schnelligkeiten beobachtet werden, muss wohl auch der feste Fels einen Teil der Stösse mit hoher Schnelligkeit weiterleiten.

Die Wände der zerklüfteten Gesteinsmassen berühren sich an ein und dem andern Punkt direkt und so bilden sich einzelne continuirliche Gesteinssäulen, durch welche der Stoss fast so schnell eilen mag, wie durch compacten Fels (1500—3000 *m*). Die Hauptmasse der Felsblöcke steht aber nicht in unmittelbarem Contact, sie müssen erst aufeinander gestossen werden, um einander die Erschütterung mitzuteilen. Hiedurch mag es bedingt sein, dass die Haupt-Erschütterung des Bodens, welche wir als Beben wahrnehmen, so viel langsamer den Tremors nachwandert.

Dass unter diesen Verhältnissen der Stoss durchaus nicht immer auf dem geraden Wege sein Ziel zuerst erreicht, ist klar: Er mag eine Stelle auf Umwegen durch den compacten Fels viel früher erreichen, während die rectilineare Erschütterung erst spät nachfolgt. Es erklärt sich aus diesen verwickelten Verhältnissen, sowie aus den platzgreifenden Reflexionen, dass ein Beben, selbst wenn der Stoss einfach und von keiner weiteren Erschütterung gefolgt war, mit verworrener Bewegung durch lange Zeit anhält.

Die Abnahme der Schnelligkeit mit der Distanz ist aus der folgenden Zusammenstellung ersichtlich (Abbot,

Digitized by Google

A. J. 1878, Vol. 15. Bewegung des Quecksilberspiegels bei 12facher Vergrösserung beobachtet).

x kg Dynamit:	*x km* Distanz:	Schnelligkeit *(km)*:
0·1	8	1·6
0·1—0·2	1·8	2·6
25	20	1·6
25	13	2·5

Abbot konstatirt bei Gelegenheit dieser Untersuchung, dass die Erschütterung in mässiger Entfernung vom Schüttergebiet ihr Maximum erreicht, dann sich rasch vermindert und endlich in verworrene Oscillationen ausgeht.

Zerstörende Wirkung, bebensichere Häuser.

Wir haben zu unterscheiden:

1. (normale) Erschütterungen, 2. (transversale) Wellungen, 3. Massenbewegungen, welche durch das Beben ausgelöst werden.

Man kann eine Glasröhre durch Reibung oder durch Erregung eines passenden Tones in Schwingungen versetzen und diese soweit steigern, dass die Elasticitäts-Grenze des Glases überschritten wird. Es tritt dann im Gebiete der stärksten Bewegungs-Differenz Ruptur ein; die Röhre zerbricht in viele einzelne Ringe und Splitter. [1])

In analoger Weise können wohl auch bei Beben Zertrümmerungen eintreten und zwar sind die oberflächlichen Partien in Folge ihrer freien Beweglichkeit hiezu besonders disponirt. Abgesehen von diesen hypothetischen Zertrümmerungen bewirken die transversalen Wellen in losem Material oft intensive Zerrüttungen, die vertikalen Stösse aber verursachen eine Abschleuderung jener Massen, welche am Ende der Stossreihe stehen. In Gebäuden bilden sich klaffende Risse, bei heftigem Stoss tritt Abschleuderung und Einsturz ein; die Risse verlaufen beiläufig senkrecht gegen die Stossrichtung (s. Fig. 522—524).

[1]) Im 17. Jahrhunderte erregte ein gewisser Petter Aufsehen indem er durch Singen der Octave des Glastones (in passender Distanz) Gläser sprengte. Fischer: Geschichte der Fysik, Vol. 2, p. 499.

Digitized by Google

Da die Amplitude der steil auftauchenden Stösse gering ist, bewirken sie selbst bei grosser Intensität nur geringen Schaden, während die schrägen Stösse die stärksten Verwüstungen bewirken.

Die Amplitude und der zerstörende Effekt ist am stärksten bei einer Emergenz von 45 bis 55° (Milne). Liegt die Bebenfläche etwa 10 *km* tief, so werden die Ortschaften, welche etwa zwei Marschstunden vom Epicentrum entfernt liegen, am stärksten geschädigt.

Die Richtung des Stosses gegen den Horizont allein ist jedoch nicht entscheidend; auch die Beziehung zum Relief ist massgebend, wie Fig. 524a, p. 649, versinnlicht.

Die zerstörenden Wirkungen der Beben sind besonders intensiv, wenn durch das Beben Massenbewegungen ausgelöst werden. Labil abgelagerte Detritusmassen oder Schichten können sowohl durch Abschleuderung, als auch durch Wellung in Bewegung versetzt werden. Die Bebenberichte verzeichnen in der Tat sehr häufig Gehängerutschungen und Bergstürze als Folge von Beben.

Diese Betrachtung, verbunden mit den localen Erfahrungen, sind für den Baumeister wichtig. Gemeiniglich lässt sich in der Gegend, in welcher sich häufig Beben ereignen, die Lage der Dislocationen, welche den Anstoss geben, bestimmen; ferner kann man erfahrungsmässig feststellen, ob die alluvialen Massen stabil sind. Hieraus ergibt sich die bebensichere Lage der Bauplätze. In losem, aber stabilem Material verlieren die Stösse rasch ihre Energie und überdiess pflanzen sich die Stösse in solchen Massen sehr langsam fort. Auf festem Fels ist der Stoss selbst bei ziemlicher Stärke unschädlich wenn er steil auftaucht, während ein Gebäude, welches auf Fels steht und seiner Lage entsprechend von schrägen Stössen getroffen wird, sehr gefährdet ist. Den schlechtesten Baugrund aber gewährt ein labiles, loses Material (insbesondere wenn die störende Dislocation des Grundgebirges unter diesem Material verborgen liegt).

Es erklärt sich aus diesen Gegensätzen der scheinbare Widerspruch, dass in manchen Gegenden der feste Felsgrund,

Digitized by Google

in anderen aber das Alluvium als besonders gefährlicher Baugrund gilt.

Der Schaden, welcher durch Beben bewirkt wird, ist in manchen Gegenden sehr bedeutend [1]) und es begreift sich, dass die Einwohner, sowie die Regierungen seit alters verschiedene Mittel versucht haben, um den Schaden zu reduciren. In einigen Städten Kleinasiens war es schon im Altertum üblich oder sogar gesetzlich, nur leichte und niedere Holzhäuser aufzuführen, da diese Construction viel bebensicherer ist als der solideste Steinbau. [2])

In einigen Bebengebieten (S.-Amerika, Japan) werden die Holzhäuser mit Eisenbändern gefestigt und elastische (hölzerne) Strebepfeiler gegen die seitliche Abschleuderung angebracht. [3])

Ein derartiges Gebäude biegt sich während eines Bebens und es kracht in allen Fugen, es übersteht aber sehr heftige Stösse und Wellungen. Die Tragbalken müssen weit über die Stützmauern vorragen, sodass die Decke selbst bei namhaften seitlichen Verschiebungen nicht niederstürzen kann; im äussersten Falle bieten breit aufsitzende Tragbalken über den Türen einen verlässlichen Schutz, selbst wenn die Decke einstürzt.

Methoden der Bestimmung.

In ältester Zeit wurde nur die Zerstörung der Gebäude beschrieben, dann erschloss man die Richtung des Stosses aus den subjectiven Empfindungen sowie aus der Richtung, nach welcher Baulichkeiten etc. geworfen wurden; man stellte Cylinder von verschiedenen Dimensionen auf Sand und beobachtete ihren Umsturz; [4]) später suchte man Stärke und Richtung des Bebens aus der Bewegung pendelnder Objecte zu erschliessen. Man beobachtete zunächst das Pendeln einer

[1]) In Caracas berechnet sich der Bebenschaden eines längeren Zeitraumes auf 10–20 Mk. pr. Kopf.

[2]) Vor allem sind Gewölbe zu vermeiden.

[3]) Milne: Earthquakes, 1885, p. 123, 144.

[4]) Je nach Stoss und Reibung (an der Unterlage) fällt die Säule in der Richtung des Stosses entweder vorwärts oder rückwärts.

Digitized by Google

Hängelampe oder das Oscilliren (Schwappen) und Überfliessen von Flüssigkeiten aus Gefässen.[1])

Pendel-Seismometer[2]) sind trotz der ihnen anhaftenden Fehler derzeit allgemein üblich. Das Ausschlagen des Pendels wird notirt durch Striche, welche der Pendel auf eine (berusste) stabile Fläche oder besser auf sich gleichmässig bewegende Streifen (Trommel-Apparat) zeichnet.

Beseitigung gewisser Fehler. — 1. Um das Auspendeln zu beseitigen, wird eine leise Hemmung[3]) angebracht. Empfehlenswert ist es, einen Pendel mit starker Hemmung zu verwenden, welcher nur die starken Beben notirt, während man die schwachen Beben mittels schwach gehemmter Pendel beobachtet.

Es ist übrigens zu beachten, dass das störende Auspendeln durch eine Hemmung, welche so zart ist, dass man doch eine Reihenfolge von Bewegungen notiren kann, nur gemildert wird. Immer wird der Pendel, wenn er abgelenkt ist, in die Gleichgewichtslage zurückfallen und erfolgt unterdessen ein neuer Stoss, so wird eben die Resultirende zwischen dem neuen Stoss und dem Rückschwung ausgeführt und notirt. Es ist bisher nicht gelungen, diesen subjectiven Fehler der Pendel-Seismometer zu eliminiren.

[1]) Beim Bündener Beben von 1804 „bemerkte man an allen Milchgebsen (Schüsseln), dass der Rahm auf der Morgen- und Abendseite gestiegen war“ (Röder und Tscharner: Gemälde der Schweiz — Graubünden).

In Italien soll schon früh das Überfliessen einer schwingenden Flüssigkeit seismometrisch verwertet worden sein. Cacciatore, dessen veralteter Apparat in allen Lehrbüchern abgebildet ist, beobachtet das Überfliessen von Quecksilber; Palmieri lässt auf dem Quecksilber-Spiegel ein Stück Eisen schwimmen, dessen Bewegungen mittels Hebel und Zeiger angezeigt werden. Die Resultate täuschen aber; sie stimmen durchaus nicht überein mit der Stärke des Bebens.

[2]) Geschichte der Seismometer in Mallet: Brit. Assoc. Rep., 1858, p. 73. Milne: Earthquakes, Internat. sc. series, 1886. Seismometer von Gray, Ewing, Kreil, Wagener, Mendenhall, Knipping. Seism. Soc. Japan seit 1880. Milne: Trans. R. Soc. L. 1881, 1882. Milne: Earthquakes, 1886, Fig. 8.

[3]) Hemmung von Gray, Fig. 2 in Milne. Eine einfache Hemmung wird erzielt, indem man das Ende des Pendels in eine Flüssigkeit tauchen lässt.

Digitized by Google

2. Ein zweiter Fehler, welcher unter Umständen zu groben Täuschungen führen kann, ist begründet in dem Umstande, dass in der Regel mehrere Bebenstösse einander folgen. Coincidiren einige Stösse mit der Schwingungsdauer des Pendels, so kann diess bei geringer Erschütterung bedeutende Ausschläge bewirken, während ein viel heftigerer einmaliger Stoss oder eine Reihe von Stössen, welche den Pendel widersprechend beeinflussen, nur einen geringen Ausschlag bewirken. Indem man mehrere Pendel, deren Länge variirt, anwendet, erzielt man annehmbare Mittelwerte.

Die störenden spezifischen Fehler der Pendel-Seismografen fallen grossenteils weg bei den Angel-Seismometern,[1]) welche in Zukunft in der Seismometrie eine grosse Rolle spielen dürften.

Der Apparat besteht im Wesentlichen aus einer schweren kleinen Türe (Rahmen mit Gewicht), welche sich leicht in den Angeln bewegt. Bei einem flachen Stoss wird, falls die Stossrichtung nicht mit der Türfläche zusammenfällt, die Türe träg bleiben, trotzdem die Stützpunkte eine Bewegung ausführen. Da die Stösse, welche in die Türebene fallen, keinen Effect haben, werden zwei Instrumente angewendet, deren Orientirung um 90° abweicht. Beide Aufzeichnungen ergänzen einander (Milne, Fig. 3).

Bei sehr flachen Stössen, welche steil gegen die Türebene gerichtet sind, geben diese Instrumente die besten Resultate; bei Anwendung zweier Instrumente erhält man unter allen Umständen gute Angaben.

Wie die Pendel-Seismografen, notiren auch die Angel-Seismometer nur horizontale Stösse (oder die horizontale Componente schräg auftauchender Stösse), während ein rein vertikaler Stoss (oder die vertikale Componente eines schrägen Stosses) von diesen Seismometern nicht verzeichnet wird. Trotzdem geben die bez. Apparate praktisch verwertbare Resultate, weil der flache Stoss für Gebäude etc. ungleich gefährlicher ist als der vertikale Stoss, welcher eine geringe

[1]) Bracket = Träger; da die Angelbewegung für diesen Apparat karakteristischer ist, als die Existenz des Trägers, empfiehlt sich der Name Angel-Seismometer.

Digitized by Google

Amplitude hat und selbst bei grosser Intensität meist wenig Schaden anrichtet.

Theoretisch ist es aber wichtig, auch die vertikale Componente kennen zu lernen und die einseitigen Angaben des Pendels durch einen Vertikal-Seismometer zu ergänzen.

Als Vertikal-Seismometer kann man entweder einen in einer Flüssigkeit schwebenden Körper (Buoye oder Areometer) oder eine beschwerte Feder, welche die vertikalen Verschiebungen notirt, in Anwendung bringen. Auch bei diesen Apparaten erhält man in Folge der subjectiven Schwingungen des Apparates unreine Werte.

Die Zeit des Bebenbeginnes wird in verschiedener Weise festgestellt. Man verbindet den Pendel einer Uhr mittels eines Fadens mit einem leicht umfallenden Cylinder (mit concaver Basis und hohem Schwerpunkt) oder eine labile Kugel fällt und löst hiedurch einen Arm aus, welcher den Pendel hemmt oder man verbindet den Seismografen selbst mit einer Uhr (elektrische Auslösung oder Hemmung).

Milne vermeidet das Stillstehen der Uhr, indem er die Stellung der Zeigerenden im Momente des Bebenbeginnes mechanisch registrirte (p. 37 cit.).

Die Registrirung erfolgt bei den primitiven Instrumenten auf stabiler (berusster) Fläche. Gute Instrumente setzen im Momente des Bebenbeginnes einen sich abrollenden Streifen (Trommelwerk der telegrafischen Apparate) in Bewegung oder man lässt den Streifen continuirlich laufen.

Ursprung der Beben, das sogenannte Beben-Centrum.

Man hat versucht, den Ursprung des Bebens aus der Stossrichtung und aus den Zeitangaben abzuleiten.[1]) Unter der Voraussetzung, dass das Beben von einem Centrum ausgienge, gilt die folgende Betrachtung: Wenn von einem

[1]) Schon Hoff (Veränder., 1841, Vol. 5, p. 255) sucht das Centrum aus der Richtung des Stosses zu ermitteln. Ferner Mallet: Neapolit. earthquake of 1857 (L. 1862), und Mallet: Seismology. Lasaulx: Beben von Herzogenrath, 1874. Seebach-Minigerode: Mitteldeutsches Beben, 1873. Milne: Earthquakes, 1886, p. 193.

Digitized by Google

Centrum C in Fig. 521 ein Stoss ausgeht, pflanzt sich derselbe (in homogenem Material) sfärisch fort und beherrscht z. B. nach einer Secunde jene Sfäre, welche durch den kleinen vertikalen Kreisbogen in der Figur angedeutet ist; nach zwei Secunden erreicht der Stoss die Sfäre DEF, der Stoss trifft in diesem Moment den nächsten Punkt E an der Erdoberfläche (das Epicentrum, welches im einfachsten Falle senkrecht über dem Centrum liegt). Nach drei Secunden beherrscht der Stoss die Sfäre LM, welche durch die Erdoberfläche geschnitten wird. Der Stoss trifft also nach zwei

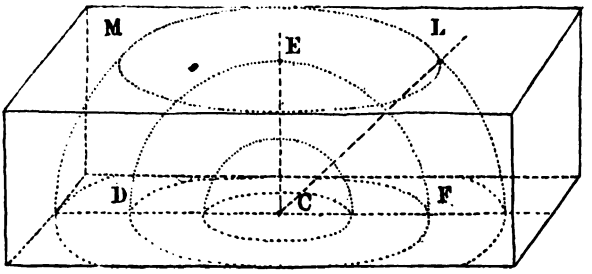


Fig. 521.

Secunden den Punkt E, nach drei Secunden aber beherrscht er den Kreis LM an der Erdoberfläche.

Man kann nun entweder aus den Zeitangaben auf die Lage des Centrums schliessen, oder man beachtet die Richtungen CE, CL in Fig. 521, in welchen der Stoss aus der Tiefe auftaucht; das Stosscentrum liegt dort, wohin die Stossrichtungen convergiren (das Epicentrum E zeichnet sich durch vertikalen Stoss aus). Auf Grund dieser Annahmen berechnet sich die Tiefe verschiedener Beben auf 5 bis 21 *km* (s. unten).

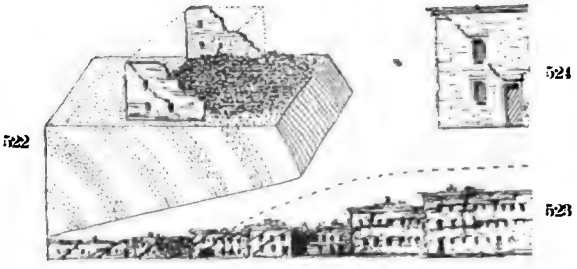
Gegen diese Bestimmungen ist einzuwenden, dass die Zeitangaben in der Praxis meist unverlässlich sind und Fehler von einigen Secunden schon wertlose Resultate liefern. Die Methode der Emergenz-Winkel aber, welche auf den ersten Blick sehr sicher scheint, leidet an dem Mangel, dass die Stösse in der Natur eben nicht von einem Punkte, [1]) sondern

[1]) Hörnes: Erdbeben, 1878. Höfer: Jb. geol. Reichs., 1878, p. 467. Heim: Schweizer Beben, 1881. Canaval: Beben von Gmünd, Sitz.-Ber. Akad. Wien, 1882. Günther: Geofysik.

Digitized by Google

von einer oder mehreren Flächen ausgehen, dass in losen Massen sehr verwickelte Bewegungen eintreten und dass selbst in einfachen Fällen Missdeutungen der Verhältnisse, aus welchen der Emersionswinkel erschlossen werden soll, leicht zutreffen.

Mauern fallen am leichtesten, wenn sie in der Axe der Bebenwelle liegen, also vom Stoss senkrecht getroffen werden, s. Fig. 522.[1]) Bei geringen Stössen entstehen (in homogenem Material) Risse, welche senkrecht gegen die Stossrichtung verlaufen (Fig. 523); bei senkrechtem Stoss (im Epicentrum)



bilden sich horizontale Risse in den Mauern. Kleine Objecte werden in der Richtung des Stosses abgeschleudert.[2])

Die Beobachtung dieser Verhältnisse ist wichtig, aber wie gesagt oft trügerisch. Diess gilt insbesonders für den gemeinen Fall, wenn die bez. Gebäude, an denen Risse beobachtet werden, auf losem Grund stehen, weil dann unregelmässige Massenbewegungen im losen Material aufgelöst werden, welche die ursprüngliche Stossrichtung verhüllen. Aber selbst bei festem und homogenem Grund sind die Schlüsse, falls nicht eine grosse Reihe harmonirender Beobachtungen vorliegen, unverlässlich: War das Beben heftig, so wird das Gebäude in einen Trümmerhaufen verwandelt,

[1]) Ist die Vorwärts-Bewegung sehr vehement, so kann die Mauer oft nicht folgen und fällt nicht in der Richtung des Stosses, nach vorne, sondern nach rückwärts, was einen Trugschluss bez. der Stossrichtung veranlassen kann.

[2]) Gay Lussac hebt hervor, dass, während in der Tiefe nur Oscillation erfolgt, an der Oberfläche Abschleuderung eintritt. Ann. Chim. Phys., 1823, Vol. 22, p. 429.

Digitized by Google

aus welchem bez. der Stossrichtung wenig geschlossen werden kann. Desgleichen sind vereinzelte Beobachtungen der Sprungrichtungen verfänglich: Wenn der Sprung schief durch eine Ecke setzt oder von einer Türe schräg gegen das nächste Fenster reicht, ist der Schluss, der Stoss habe senkrecht gegen diese Trennungs-Fläche gewirkt, naheliegend, aber oft irrig. Eine einfache Senkung des Untergrundes erzeugt eben solche schräge Risse; kurz, unter verschiedenen Umständen können solche schräge Sprünge entstehen, sie verlaufen in dieser Richtung nicht weil die Emergenz des Stosses diese Richtung bedingt, sondern weil die Flächen geringsten Widerstandes in dieser Richtung verlaufen [1]) (Fig. 524).

Fig. 524 a. p. 642.

Aus diesen Gründen ist die Emergenz-Methode oft unverlässlich. Man muss sie anwenden, weil die Zeit-Methode noch precärer ist; doch ist bei ihrer Anwendung viel Umsicht und Kritik nötig, auch wird man streben müssen, eine gut harmonirende Beobachtungs-Reihe herzustellen, um die bei vereinzelten Daten unvermeidlichen Trugschlüsse zu eliminiren.

Vor allem wird man bei Durchführung der bez. Aufnahme die alte Fragestellung nach dem „Bebencentrum“ substituiren durch die Frage nach den Dislocations-Flächen. Heim constatirt bei mehreren Beben, dass die Wirkung des Stosses fast gleichzeitig in einer linearen Zone eintritt. Bei dem Beben, welches 1872 dem östlichen Bruchrande der Sierra Nevada folgte, beobachtete man gleichfalls den Stoss ziemlich gleichzeitig auf der ganzen Linie, welche vom mittleren bis in das südliche Californien (450 *km* weit) reichte (Whitney). Auch bei dem Beben von Penjab (1878) trat der Stoss auf

[1]) Canaval: Beben von Gmünd, cit. und persönl. Mitteilung.

Digitized by Google

der 730 *km* langen Strecke zur selben Zeit ein.[1]) Aus diesen und anderen Beobachtungen folgt, dass die Ablösung und Dislocation in vielen Fällen nicht von einem Punkte, sondern gleichzeitig von einer Dislocations-Fläche ausgeht.[2])

Es ergeben sich demnach Erschütterungs-Ellipsoide. Profil-Modell Fig. 525 stellt ein solches dar. Die Dislocations- und Schütterflächen werden durch Schraffage bezeichnet. Natürlich wird diese Figur wesentlich complicirt, wenn das Material local variirt. In Gesteinen von verschiedenem Grad der Zersetzung und Zerrüttung treten namhafte Abweichungen der Fortpflanzung ein, sodass das isoseismische Ellipsoid im Gebiete des festen Materials sich ausbaucht, während es im Gebiete der Zerrüttung eingedrückt erscheint.

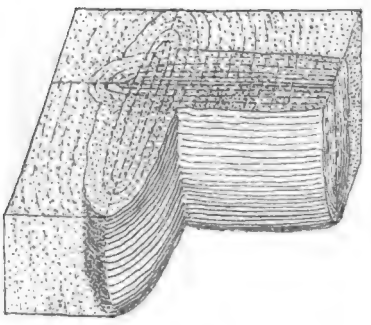


Fig. 525.

Fig. 525a.

Es ist ferner zu beachten, dass die Erschütterung nicht die ganze Dislocations-Spalte gleichmässig trifft, sondern dass sie von den aufeinander ruhenden Punkten in Fig. 525a ausgeht, während die Weitungen nur mittelbar afficirt werden.

Es begreift sich, dass die Dislocation in horizontaler, wie in vertikaler Richtung begrenzt ist. Ein Beben kann in der Tiefe eines Bergwerkes verspürt werden, während die Erschütterung nicht bis an die Oberfläche reicht und umgekehrt.[3])

Tiefenlage der Bebenfläche.

Die meisten Beben dürften sich wohl auf steile Verwerfungen und auf Verschiebungen beziehen. Derartige Bewe-

[1]) Wynne: J. Soc. Bengal., 1878.
[2]) Suess: Erde, I., p. 101.
[3]) Beispiele in Hoffmann: Gesch. Geogn., 1838, p. 341.

Digitized by Google

gungen können in den verschiedensten Tiefen platzgreifen, doch wird die Erdoberfläche nur dann von intensiven Erschütterungen betroffen, wenn die active Verschiebungs- oder Bebenfläche nahe der Erdoberfläche liegt. Die bez. Bestimmungen der Bebentiefe geben, wenn man das sog. „Bebencentrum" der älteren Autoren durch den Begriff „Bebenfläche" ersetzt, wertvolle Aufschlüsse. Wie die folgende Zusammenstellung zeigt, liegt die Schütterfläche meist nur 5 bis 15 *km* tief.

Ort und Zeit des Bebens:	Tiefe (in *km*)		
	Minimum:	Mittel:	Maximum:
Neapel, 1857, Mallet	5	10	15
Mitteldeutsches Beben 1872, Seebach	14	18	21
Herzogenrath, 1873, Lasaulx	5	11	17
Yokohama, 1880, Milne	2·4	5	8

Erfolgen in noch grösserer Tiefe Verschiebungen, so verteilt sich die Erschütterung, bevor sie die Erdoberfläche erreicht, auf so grosse ruhige Massen, dass die Wirkung an der Erdoberfläche gering ist.

Für uns ist es also ziemlich gleichgiltig, ob eine Dislocation in mässiger Tiefe (5—15 *km*) stattfand oder ob dieselbe die ganze Erdkruste durchsetzte; auch in letzterem Falle sind eben nur die seichten Partien der Dislocation entscheidend.

Ganz oberflächliche Dislocationen sind unter Umständen im Momente der Bewegung local unheilvoll, doch können sie niemals grössere Gebiete beherrschen oder ein lang anhaltendes Beben verursachen, weil die bewegte Masse, mithin auch die disponible Energie klein ist.

Eine mässige Tiefenlage der Dislocation, verbunden mit grosser Ausdehnung der Dislocation (wodurch eine ausgiebige Massenbewegung bedingt wird), ist also Voraussetzung der grossen Beben. Typus: Eine steile Verwerfung, deren active Fläche etwa 10 *km* tief liegt. In diesem Falle wird das sog. „Epicentrum" besser die Linie vertikaler Erschütterung dem Streichen der Verwerfung entsprechen und als grosse Achse eines elliptischen Zerstörungs-Gebietes fungiren. Die Zone stärkster Zerstörung entspricht der Emergenz von 50°, liegt also in diesem Beispiele etwa

Digitized by Google

zwei Marschstunden beiderseits der Achse (stark punktirte Ellipse in Fig. 525 b).

Mannigfaltiger ist die Gestaltung der Flächen grösster Zerstörung bei flachen Gleitbeben, welche wohl gleichfalls bei einer Tiefenlage der Bebenfläche von etwa 5—15 *km* am wirksamsten sein dürften. Fig. 525 c veranschaulicht einen solchen Fall; die (weiss notirte) Fläche mächtiger Dislocation erzeugt zwei unregelmässige Bebenflecken (bez. Bebenringe) an der Erdoberfläche. Dazwischen liegen wechselvolle Interferenz-Streifen und -Flecken.

Gleichzeitige Auslösung mehrerer Dislocationen, Massen-Bewegungen. Interferenz. — Diese

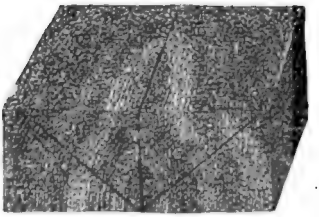


Fig. 525 b.

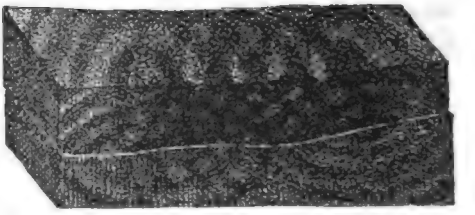


Fig. 525 c.

Verhältnisse compliciren sich, indem oft mehrere Verwerfungs-Flächen activ werden, auch treten flache Verschiebungen auf, welche sich mit Verwerfungen combiniren; jeder Fläche entspricht ein flaches Erschütterungs-Ellipsoid; die Combination sämmtlicher einander durchdringender Ellipsoide aber gibt uns erst ein Gesammtbild des betreffenden Bebens, welches nur scheinbar eine Einheit, in der Tat aber sicher häufig ein Complex ist.[1])

[1]) Es erklärt sich hieraus, dass nicht selten zwischen verschiedenen Schüttergebieten ruhige Strecken liegen, welche in Peru als „Brücken" bezeichnet werden. Der Ausdruck „Brücke" scheint mir unglücklich, weil er eine falsche Vorstellung erregt. Zwischen zwei Bruchgebieten können allerdings Pfeiler und Brücken stehen bleiben, dass aber der Stoss an einer Brücke aufhören und hinter derselben sich wieder fortsetzen oder unter der Brücke durch wirken soll, ohne die hangenden Massen zu afficiren, ist undenkbar. Wo ruhige Gebiete zwischen bewegten sich einschalten, sind die ersteren eben selbstständig und dürfen nicht zu einem idealen Schüttergebiet zusammengezogen werden.

Digitized by Google

Wesentlich verwickelt wird das Problem ferner durch den Umstand, dass der feste Fels oft von labilem Material (Alluvium etc.) bedeckt ist, in welchem die Bewegung sich mit veränderter Schnelligkeit und ungleichmässig fortpflanzt; überdiess greifen in diesem Falle Massen-Bewegungen störend ein, welche durch die tiefe Dislocation ausgelöst werden.[1])

Endlich ist zu beachten, dass bei complicirten Beben die von verschiedenen Stellen ausgehenden Bebenwellen einander begegnen und z. T. compensiren, z. T. steigern (Interferenz), sodass man aus der relativen Stärke der Stösse nicht ohne weiteres auf die Lage des Schüttergebietes schliessen kann.[2])

Seebeben.

Arten und Wirkung des Seebebens.[3]) — Eigentümlich wird das Meer beeinflusst: 1. Von Explosionen; 2. von den Dislocationen und Erschütterungen der Erdkruste.

Die bez. Erschütterungen können geschieden werden: 1. in (normale) Stösse und Erzitterungen; 2. in (transversale) Wellungen.

Die Bebenstösse werden folgendermassen karakterisirt: Man spürt ein lärmendes Stossen, als ob das Schiff über eine Untiefe hinrumpelte;[4]) ein andermal scheint es, als streifte das Schiff an Treibholz oder an einem Eisberg vorbei oder als würde der Anker in tiefem Wasser fallen gelassen. Personen werden heftig geprellt,[5]) lose Gegenstände werden ab-

[1]) S. Massenbewegung: Beben von Calabrien. Dass die auf Detritus liegenden Gebäude viel ärger mitgenommen werden, als die auf festem Fels stehenden, ist eine alte Beobachtung. Hoffmann: Gesch. Geogn., und Naumann: Geol. I., p. 233, bringen Beispiele.

[2]) Schon Parrot betont die Wichtigkeit der Interferenz und erklärt so die Tatsache, dass das Beben mitunter in einiger Entfernung intensiver auftritt, als in unmittelbarer Nähe des Stosspunktes (Parrot: Fysik, 1815, p. 284).

[3]) Buffon, Humboldt: Kosmos, 1858, IV., p. 229. Hoff: Gesch. d. Geognosie, 1838, p. 352. Hochstetter, Geinitz: cit. Günther: Geofysik. Rudolf: Seebeben (in Gerlands: Beitr. Geofysik, 1887).

[4]) Bodenscharre über eine Sandbank oder über ein untiefes Riff.

[5]) In einem Falle wurde das Steuer so heftig erschüttert, dass der Steuermann sich nur mit Mühe festhalten konnte.

Digitized by Google

geschleudert. In einigen Fällen wird ein dumpfes Geräusch vernommen, welches aus dem Wasser auftaucht und in der Atmosfäre sich ausbreitet. Bei senkrechtem Stoss scheint das Schiff sich bald etwas zu heben, bald scheint es in das Wasser einzusinken, es stopt einen Augenblick, setzt aber dann seinen Kurs ungehindert fort. Mitunter werden Stösse notirt, welche das Schiff seitlich treffen, also schräg aus der Tiefe auftauchen. Die Stösse dauern bald nur wenige Augenblicke, bald mehrere Minuten.

In den meisten Fällen bleibt die See trotz heftiger Stösse glatt, selten erscheint sie beunruhigt. In einem Fall erhob sich die See nach allen Richtungen, beruhigte sich aber dann wieder bald. In einem anderen Fall wurde das Wasser da und dort in Strahlen etwa 0·3 *m* hoch aufgeworfen, als ob es kochte, eine Erscheinung, welche auch bei submarinen Dynamit-Explosionen beobachtet wird (Rudolf: cit.) Die Fortpflanzungs-Schnelligkeit dieser normalen Stösse ist gleich jener des Schalles im Wasser = 1440 *m* pr. Secunde.

Die besprochenen Vibrationen, Hubwellen oder Stosswellen, welche wohl durch unbedeutende Dislocationen[1]) verursacht werden, dürften keine grosse geologische Bedeutung gewinnen, da die Zahl der Schiffe, welche auf offenem Meer getroffen werden, verschwindend ist und weil eine weitere Verfolgung des Fänomenes wegfällt.

Ungleich höhere Bedeutung haben die grossen welligen Seebeben, welche im folgenden besprochen werden.

Ereignet sich eine submarine (vulkanische) Explosion oder eine bedeutende Dislocation am Meeresgrund fern von der Küste, so wird die letztere eventuell vom eigentlichen Beben kaum betroffen, während die kreisenden Wogen der aufgeregten Wassermasse nach geraumer Zeit vom Stossgebiet aus wandernd das Gestade erreichen und überfluten. Ähnlich sind die Erscheinungen, wenn der Küstenstrich selbst vom Beben betroffen wird.

In ein und dem anderen Falle tritt, bevor die Bebenwelle hereinbricht, gemeiniglich ein auffallender Rückzug des

[1]) Submarine Dislocationen ohne namhafte Wasser-Dislocation oder Übertragung supramariner Erdbeben.

Digitized by Google

Wassers ein. So zog sich das Meer nach dem Beben von Lissabon zuerst zurück und stürzte dann in einer 5—10 *m* hohen Woge, welcher dann schwächere folgten, auf das Land herein, wobei 4000 Menschen, welche sich vor dem Beben auf den versinkenden Hafendamm geflüchtet hatten, umkamen. Im Ganzen wurden durch das Beben und die nachfolgende Welle 30.000 Menschen getödtet, $^2/_3$ der Stadt, welche zu jener Zeit etwa 300.000 Einw. hatte, waren verwüstet oder stark beschädigt. In Cadix war das Beben gleichfalls verspürt worden. 3 Minuten später aber sah man etwa 15 *km* vom Land entfernt eine mächtige Seewelle heranschwellen, welche die Stadtmauern überflutete und eine Kanone 30 *m* weit fortschob. Das Seebeben wanderte von Portugal aus über ein weites Gebiet des nördlichen Oceans. Auf Madeira stieg die Welle 6 *m* über den normalen Flutstand, an der Südküste von England wurde eine 3 *m* hohe Welle notirt und selbst bis zu den Antillen und bis an die Küste von Nord-Amerika gelangte der Schwall in seinen letzten Ausläufern.[1])

Ausbreitung und Schnelligkeit der Seebeben. Beispiele.

Bei dem Beben von Conception, Chili, 1835, zog sich das Meer lange Zeit (30 Minuten) nach dem Hauptstoss soweit zurück, dass die 12 *m* tief ankernden Schiffe trocken lagen, dann kam eine 6—7 *m* hohe Welle, hinter der man noch höhere Wogen ansteigen sah. Die zweite und dritte Woge waren am gewaltigsten, sie fegten das ganze Gestade kahl. Später folgten schwächere Wogen; alle 20 oder 30 Minuten brach aber wieder ein stärkerer Schwall herein; erst nach drei Tagen beruhigte sich das Meer.[2])

Zwei Jahre nach diesem Beben wurde Chile abermals von einem bedeutenden Beben heimgesucht (Valdivia) und die Bebenwelle ging über ein Gebiet des Oceans, welches etwa so gross ist, wie Europa. Bei Hawai fiel das Wasser zuerst 3 *m*, dann stieg es um 7 *m* über den Flutstand.[3]) Wiederholt

[1]) Phil. Trans., 1760, Vol. 49. Hoff: Veränder., Vol. 4, p. 227.
[2]) Fitzroy: Voy. J. Geogr. Soc., 1836, p. 319.
[3]) Pog. Ergänz., 1840, p. 527.

Digitized by Google

wurde constatirt, dass bedeutende Bebenwellen den ganzen stillen Ocean durchwandern.

Die Schnelligkeit der Welle,[1]) welche je nach der Tiefe des Meeres variirt, beträgt in seichtem Meere 20—100 *m*, bei namhafter Tiefe aber 100 bis über 200 *m*, während der (longitudinale) Bebenstoss sich im Wasser etwa so rasch fortpflanzt wie der Schall im Wasser (1440 *m*). Das eigentliche Beben wird rasch verspürt, während die wellige Erregung erst geraume Zeit nach erfolgter Dislocation das Gestade trifft.

1854 wurde Japan von einem heftigen Beben getroffen, längere Zeit darnach wurde das Gestade von einer 9 *m* hohen Welle erreicht; dann wurde das Ufer auf weite Strecken durch den Rückzug des Wassers trocken gelegt und später folgten noch 5 oder 6 grosse Wellen im Verlaufe von 4—5 Stunden. 12½ Stunden später verspürte man die ausschlagenden Bebenwellen in S. Francisco. Der im Mittel über 4000 *m* tiefe Ocean wurde von der Bewegung mit einer Schnelligkeit von etwa 170 *m* per Secunde durcheilt.[2])

Bei dem Beben von Arica, Peru[3]) 1868, trat etwa 20 Minuten nach der Erschütterung ein Aufschwellen des Meeres um einige Meter ein, dann erfolgte der Rückzug und diesem folgte eine 15—20 *m* hohe Sturzwelle, welcher (in Intervallen von ¼ Stunde) kleinere folgten. Die Welle wanderte über den ganzen Ocean und hatte, als sie Neuseeland erreichte, noch eine Höhe von 3 *m*. 25.000 Menschen fanden in den Wogen den Tod. Die Sandwich-Inseln wurden von der Welle in 12½ Stunden erreicht, während die Mondflutwelle zur gleichen Strecke 13 Stunden braucht. Japan wurde von der Welle in 24 Stunden getroffen. Vergleiche folgende Daten:

[1]) Hochstetter: Sitz.-Ber. Akad. Wien, 1868, 1869. Petermanns Mitt., 1869. Geinitz: Petermanns Mitt., 1877, p. 454. Geinitz cit., 1878. Sonklar: Überschwemmungen, 1883, bringt Literatur. Günther: Geofysik, 1884, I, p. 377. Verbeek: Krakatau, 1886, p. 427. Boguslawski-Krümmel: Oceanografie, 1887. Rudolf in Gerlands Beitr. Geofysik, 1887 cit.

[2]) Bache: U. St. Coast Survey, 1855, p. 342.

[3]) Hochstetter: Sitz.-Ber. Akad. Wien, 1868, Vol. 58, p. 837, 1869, 1870.

Digitized by Google

Strecke:	mittlere Tiefe x *km*:	mittlere Schnelligkeit x *m*:
Arica-Valdivia	2·2	145
Arica-Chatam J.	2·7	160
Arica-Sandwich	5·2	170—220

Bei dem Beben von Iquique, Peru 1877, trat gleichfalls zunächst ¼ Stunde nach den grossen Stoss eine geringe Meerschwellung, dann der Rückzug und schliesslich das Hereinbrechen der zerstörenden Flutwellen ein.[1])

Die Welle erreichte Neu-Seeland in 18 Stunden 23 Min., Japan in 22 Stunden. In beiden Fällen betrug die Schnelligkeit der Welle in tiefem Wasser 150—200 *m* per Secunde. Fig. 526 a zeigt die Aufzeichnungen des Flut-Autografen von S. Francisco für 10. bis 15. October (Mittag fällt in die Mittellinie der Figur). Die ausschwingenden Bebenwellen (1877) erscheinen als (Maximum) 20 *cm* hohe Oscillationen den normalen Flutwogen aufgesetzt. Erst nach vier Tagen beruhigte sich in diesem Falle der erregte Ocean. Fig. 526 *V*, *M*, *B*, zeigt die analogen Vibrationen der Flut-Autografen von Vizagapatam, Madras, Pt. Blair in Folge des bengalischen Seebebens.[2])

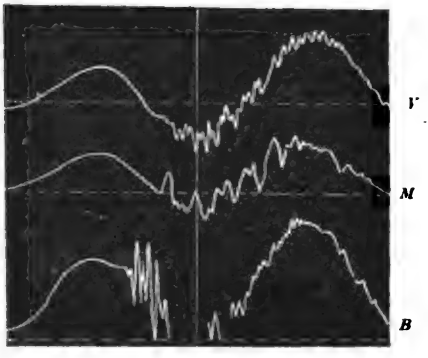


Fig. 526.

Über die Geschwindigkeit (x *m* pro Secunde) liegen für Iquique folgende Daten vor: Die beobachteten Tiefen (x *km*)

[1]) Geinitz: Bebenflut von Iquique, Acta Acad. Leop., 1878, Vol. 40. Das Hafenamt berichtet, das erste Wallen des Meeres sei 5 Min. nach dem Stoss erfolgt, dann habe sich das Meer zurückgezogen. Andere melden, das Meer sei 20 (oder 30) Minuten nach dem Stoss hereingebrochen. Wogenhöhe = 7 *m* (andere Zeugen geben viel höhere Beträge an). Vgl. Milne: Peruvian Earthquake, 1877. Trans. Seism. Soc. Japan, 1880, Vol. 2.

[2]) Proc. Asiat. Soc. Bengal., 1883—1884; Rudolf cit. Schwankungen binnen 24 Stunden; Mittag fällt in die Mitte des Bildes.

Digitized by Google

stimmen mit den nach Rusell (aus der Schnelligkeit berechneten) Werten sehr gut.

Tiefe *km*:	Schnelligkeit *m*:	Tiefe *km*:	Schnelligkeit *m*:
0·5	71	2·6	158
0·8	90	3·0	170
1·6	120	3·5	183
2·6	140	4·0	200

Viele Daten liegen bez. des Krakatau-Bebens vor: 15 Minuten nach dem Einsturz bez. der grossen Explosion erfolgte [1]) die grosse Wellenbewegung und zwar betrug die Schnelligkeit derselben bei einer Wassertiefe von 20—30 *m*

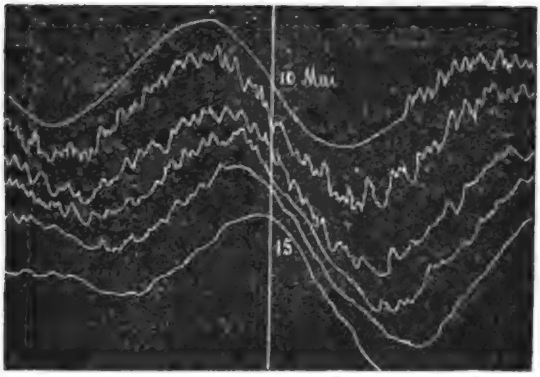


Fig. 526a.

kaum 20 *m* per Secunde, bei 1000 *m* Tiefe betrug die Schnelligkeit etwa 100 *m*, bei 4000 *m* Meerestiefe aber 200 *m* per Sec. Verbeek [2]) gibt die folgenden Daten:

Tiefe des Meeres *x m*:	Schnelligkeit der Welle *m* pr. Sec.:	Tiefe des Meeres *x m*:	Schnelligkeit der Welle *m* pr. Sec.:
25 - 57	16—23	2090	143
360	59	3000	170
472	67	4150	200
1470	120	4370	207
1880	136	4550	210

[1]) Die Explosion dürfte etwa 2 Minuten nach dem Einsturz erfolgt sein.

[2]) Verbeek cit.; Strachey: Nature, Dec. 1883, p. 183, C. R, 1884, Vol. 98, p. 1251.

Digitized by Google

Die Wellenhöhe, welche nahe dem Ufer nur wenige Meter betrug, stieg bei 60—70 *m* Wassertiefe bereits auf 15 *m* [1]) und ergab im offenen Meer noch beträchtlichere Beträge, welche jedoch nicht bestimmt wurden. Fig. 527 veranschaulicht schematisch das Verhältniss der Wogen zur Meerestiefe.

Erregung und Fortpflanzung der Seebeben.

Die Wellen.[2]) — Jede Dislocation des Wassers (durch Wind, Erdbeben etc.) erregt in der Wassermasse Wellen, welche bald (bei mildem Stoss, in seichtem Wasser) kurz sind, rasch schwingen und sich langsam fortpflanzen, bald (in tiefem Wasser bei heftigem Anstoss) lang sind, langsam schwingen und sich rasch fortpflanzen.[3]) Vgl. die folgenden, von Paris beobachteten Mittelwerte und die schematische Fig. 527.

Schwingungs-Dauer *x* Secunden:	Länge *x m*:	Geschwindigkeit *x m*:
5·8	65	11
6·9	79	11·4
7·6—9·5	96—133	12—14
23	824[4])	36

Die Theorie ergibt die folgenden Werte (Bertin):

Schwingungs-Dauer *x* Secunden:	Länge *x m*:	Geschwindigkeit *x m*:
2	6·2	3·1
4	25	6·2
6	56	9·4
8	100	12·5
10	156	15·6
20	624	31·2
24	900	37·5

[1]) Die Wogenhöhe sehr stürmischer See beträgt 10—15 *m*.

[2]) Durch den Wind werden kammige Wellen erregt, die Nachwirkung eines Stosses erzeugt hingegen flachbuckelige Wellen (Swell = Schwelle, Dünnung).

[3]) Während der Oscillation eines Punktes pflanzt sich die Bewegung um eine Wellenlänge fort. Je stärker der Stoss, desto höher hebt sich der bez. Punkt und desto mehr wird seine Bewegung durch die Schwere beschleunigt, daher die Fortpflanzung der Welle mit deren Höhe wächst.

[4]) Diese grösste, von Mottez gemessene Sturmwoge war etwa 20 *m* hoch.

Digitized by Google

In schwer bewegter See sind die Wellen 4—6 *m* hoch und 25—50 *m* breit; eine 8 *m* hohe Sturmwoge ist 100 *m* breit, die gewaltigsten Wogen aber sind nahezu 1 *km* breit und über 20 *m* hoch. Die Höhe der Wogen wächst also langsamer als die Breite.

Die Fortpflanzung der ersten Erregung ist verwickelt. Wirft man einen Stein ins Wasser, so scheint die Erregung einfach vom Punkte der Erregung weiter zu wandern, während das erregte Gebiet sich beruhigt. In der Tat aber verursacht die vorschreitende Welle nicht bloss vor, sondern auch hinter sich Wellen, welche insgesammt centrifugal fortwandern. Die nachfolgenden Wellen werden durch die Vorwellen verstärkt, während die Vorwellen absterben. Da das Absterben der Vorwellen langsamer erfolgt, als das Auftreten neu angeregter Wellen, bildet sich eine immer breitere Wellen-Generation, deren sichtliche Wanderungs-Geschwindigkeit geringer ist, als die Fortpflanzungs-Schnelligkeit der einzelnen Welle.

Die Berechnung der mittleren Schnelligkeit der Bebenwellen ergibt offenbar nur praktische Mittelwerte, 1. weil die Wellen eben nicht durch eine Wassermasse von gleichmässiger Tiefe, sondern gemeiniglich von einem seichten durch tiefes in seichtes Wasser gehen; 2. ist die Annahme, dass das Beben ein entferntes Ufer auf geradem Wege erreiche, nicht immer zutreffend: da die Woge in tiefem Meer 200 *m*, in seichtem aber nur 20 *m* pr. Secunde zurücklegt, begreift es sich, dass das Beben unter Umständen den grossen Tiefen folgend einen Ort früher erreicht, als auf dem geraden, durch Untiefen unwegsamen Wege erreicht; 3. sind die Wellen, welche ein entferntes Ufer erreichen, nicht die zuerst erregten (s. oben).[1])

Das Verhalten der Seebeben-Wellen ist ein verwickeltes, insbesondere erscheint der Umstand, dass die grossen Wellen meist erst mehrere Minuten, ja ¼ bis ½ Stunde nach dem Beben eintreffen und dass ihnen gemeiniglich ein Rückzug des Wassers vorangeht, befremdend.

---

[1]) Boguslawski-Krümmel: Oceanografie, 1887, Vol. 2, p. 130.

Digitized by Google

Verschiedene Forscher haben, um diese Fänomene in Einklang zu bringen, angenommen, das bez. Beben gehe nicht von der Küste aus, sondern habe seinen Sitz weit davon entfernt am Meeresboden. Hall meint, die plötzliche Hebung eines Teiles des Meerbodens rücke die Wassermassen in die Höhe, wodurch das Wasser von der Küste abgezogen werde; dann aber kehre es als Flut gegen die Küste zurück. Darwin glaubt, die Erschütterung des Meeresgrundes habe die Entstehung von Wellenbergen zur Folge, diese aber verursachten, bevor sie das Land erreichten, einen Rückzug des Wassers. Pilar führt aus, dass eine sich senkende Scholle des Meeresbodens das Wasser von der Küste abziehen muss; es werden grosse Wellen erregt, welche dann gegen das Land zurückkehren. Eine Hebung des Meeresgrundes habe dagegen nur Überflutung zur Folge.

Rudolf (cit., p. 216) hingegen leitet die Seebebenwellen von submarinen Eruptionen, bez. Explosionen ab.

In allen Fällen wird ausdrücklich oder stillschweigend angenommen, die intensive Erregung des Wassers ereigne sich dort, wo die intensivste Erregung des Grundes stattgefunden habe, während ich die Ansicht vertrete, die höchste marine Erregung vollziehe sich in vielen Fällen entfernt vom Gebiete des stärksten Impulses. Ich unterscheide folgende Fälle:

1. Eine rein vertikale Erschütterung des Erdbodens, bez. des Meeresgrundes hat eine einfache Erschütterung der Wassermasse zur Folge.

2. Ein Beben, welches eine wellige Bewegung des Meeresgrundes zur Folge hat, gibt der Wassermasse insb. in tiefem Wasser einen bedeutenden Impuls, welcher zu heftigen Erregungen führen kann, wenn die Amplitude des Grundbebens harmonirt mit der Periode der Wassermasse (einfaches Multiplum).

3. Können submarine Explosionen bedeutende Wasser-Dislocationen zur Folge haben. Bedeutungsvoller als diese Fälle dürften jedoch die folgenden sein:

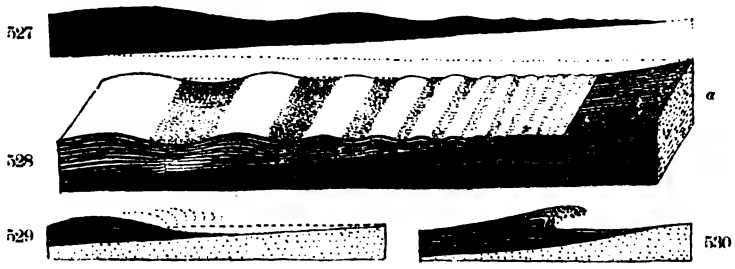
4. In tiefem Meer tritt eine namhafte Dislocation, d. i. Hebung oder Senkung einer Krustenscholle ein,

Digitized by Google

Es erfolgt natürlich auch eine Wasser-Dislocation, ein ausgleichendes Zu-, bez. Abströmen des Wassers, eine wogende Stauung, welche vom gestörten Gebiet centrifugal weiter wandert.

5. In seichtem Meer (bez. Küstengebiet) vollzieht sich eine Dislocation, [1]) durch welche die Wassermassen verschoben werden.

In der Mehrzahl der Fälle dürfte die grosse Wasserbewegung in Folge von Dislocationen im Gebiete des Küstenabfalles (im seichten Meer) stattfinden, weil hier jene bedeutenden Brüche durchsetzen, welche den Con-



trast zwischen der terrestren Hebungsscholle und dem marinen Senkungsfeld bedingen. Die intensivsten Wirkungen aber werden meines Erachtens fern von dieser Region im tiefen Meere erregt.

Ich nehme an, das Beben nehme seinen Ausgang von der im Küstengebiete gelegenen Dislocations-Fläche *a* in Fig. 528. Die Erschütterung pflanzt sich von der Fläche *a* in der Erde (ellipsoidisch) fort nach links. Die Dislocation ist am intensivsten im Gebiete der Ruptur (am Festland oder im seichten Meer) und nimmt ab in der Richtung gegen das tiefe Meer (links in der Figur). Jede dieser successiv erfolgenden Anregungen erzeugt eine Welle und diese Wellen werden umso namhafter, je grösser die Wassertiefe ist.

Die Wellen sind in seichtem Wasser kurz und schwingen rasch, in tiefem Wasser hingegen bilden sich lange langsam

[1]) Dislocationen des Küstenstriches haben, abgesehen von transversalen Krustenwellen, für die Erregung des Meeres Bedeutung, soferne auch der Meeresboden von der Dislocation betroffen wurde.

Digitized by Google

schwingende Wogen (s. Fig. 527), sie werden immer weiter und flacher, je weiter sie sich vom Bebencentrum entfernen, zugleich vermindert sich aber auch die Wellenhöhe, sodass die bez. Erregung in offenem Meer bald unscheinbar wird, wenn auch die absolute Massenbewegung noch sehr bedeutend ist; erst wenn diese flachen Wogen auf eine Küste treffen, offenbart sich ihre Wucht in einem gewaltigen Brandungsschwall. So mag die Wellenhöhe, welche nahe dem Ufer wenige Meter betrug, im anstossenden tiefen Wasser 15—20 *m* betragen, während die Höhe einige Tagreisen vom Erschütterungs-Gebiet entfernt wieder auf einige Meter herabgemindert erscheint.

Nahe dem Schüttergebiet wirft das tiefe Meer flache, doch mächtige Wogen — etwa Wogen von 20 *m* Höhe, 1 *km* Breite und zwei Schwingungen pr. Minute. Haben die Wogen aber den Ocean durchmessen, so mögen sie eine Gipfel-Distanz von 100, ja 300 *km* besitzen, während ihre Höhe nur wenige Meter beträgt (Milne, p. 341). Die Schwingungsdauer solcher gewaltiger Wasserschwellen beträgt, wie die Erfahrung zeigt, in manchen Fällen 10—20 Minuten.

Jede der durch eine Grund-Dislocation in weiten Gebieten des Meeres erregten Wogen gibt den benachbarten Wassermassen einen sich fortpflanzenden Impuls, es entstehen zahllose Interferenzen [1]) (Steigerungen und Verminderungen). Auf jeden Fall aber sind die Wellen, welche schliesslich die Herrschaft erlangen, im tiefen, offenen Meer am bedeutendsten.

Nun ist zu beachten, dass die Erschütterung der Erde mit der Entfernung von der Dislocations-Fläche abnimmt, während die Erregung des Meeres im Gegenteile gegen das offene Meer hinaus zunimmt. In irgend einem (durch die Stärke des Stosses und das Relief des Meerbodens bedingten) Gebiete des Oceans werden die Erregungen, welche vom Grunde ausgehen, gerade noch stark genug sein, um der bedeutenden Meerestiefe entsprechend die höchsten Wellen zu erregen; weiter hinaus ist das Meer allerdings tief genug,

[1]) Milne: Earthquakes, 1886, p. 173 f.

Digitized by Google

aber der Stoss ist schon zu schwach, nahe dem Land ist der Stoss allerdings stark genug, aber das Meer ist zu seicht und so entstehen denn meist fern vom Gebiete stärkster Dislocation rings um das Gebiet höchster mariner Erregung Wellen von abnehmender Grösse. Jede Erregung pflanzt sich allseitig fort einerseits gegen das offene Meer, anderseits gegen den Strand. Die kleinen, nahe dem Strand erregten Wellen erreichen das Gestade zuerst, später folgt der grosse Schwall, welcher fern im offenen Meer erregt wurde.

Mehrfach ist aus dem besprochenen Verhalten der Wellen geschlossen worden, das Beben sei eigentlich im offenen Meer entstanden,[1]) der Erdstoss habe seiner grösseren Schnelligkeit entsprechend das Gestade zuerst erreicht und später sei die Seebebenwelle nachgefolgt und das wird auch gewiss in manchen Fällen zutreffen; die Intensität des Küstenbebens macht es aber in anderen Fällen wahrscheinlich, dass die Erschütterung in der Tat von der Küste oder vom Küstenmeer ausging und dass das tiefe Meer nur secundär erregt wurde.

Die meisten Autoren sprechen auch bei den Seebeben fälschlich von einem Beben-Centrum, was die Berechnung allerdings vereinfacht, den natürlichen Verhältnissen aber nicht entspricht. Zum mindesten wird man eine Linie primärer Erregung[2]) anerkennen müssen, wahrscheinlicher wird es sich aber herausstellen, dass in den meisten Fällen ein bedeutendes Areal fast gleichzeitig dislocirt wurde.

---

[1]) Geinitz verlegt das Bebencentrum, von dem die grossen Wellen des Bebens von Iquique, Peru 1877, stammen, etwa 90 *km* von der Küste ab ins offene Meer. Petermann's Mitt., 1878. Hilliger schätzt dagegen, dass die erste Anregung etwa 450 nautische Meilen vom Land entfernt erfolgt sei (Geinitz: cit., p. 403).

[2]) Das Seebeben Azoren-Madeira, 1884, hat bei geringer Breite eine ausgezeichnet lineare Erstreckung (Rudolf, p. 179, 277). 80% aller japanischen Beben kommen vom benachbarten Meeresboden (Milne), und zwar streicht, wie Naumann zeigt, die Schütterzone parallel dem Gebirge (Naumann: Japanische Inseln, 1885, p. 70). In diesen und anderen Fällen haben wir es unzweifelhaft mit submarinen Dislocationen zu tun.

Digitized by Google

Der Rückzug des Meeres vor dem Hereinbrechen des Schwalles ist eine secundäre Erscheinung: Jeder Wellenberg hat das Bestreben, ein entsprechendes Wellental zu erzeugen, welches unter das normale Nivo hinabreicht (punktirte Linie in Fig. 529). Bei unbegrenzten Wassermassen compensiren sich beide Massenbewegungen; erreicht der Wellenberg aber das Gestade, so liegen vor ihm eben keine Wassermassen, welche compensatorisch eingreifen könnten, das seichte Wasser rauscht vom Ufer in der Richtung gegen die sich bildende Depression und im nächsten Moment muss sich die Welle überstürzen (Fig. 530).

Die Erscheinung wird jedoch wesentlich verschieden ausfallen, je nachdem der Meeresboden sich hob oder senkte. Im ersten Fall wird einem kurzen Rückzug ein anhaltender Schwall folgen, im zweiten Fall aber strömt das Wasser von der Küste gegen die geschaffene Tiefe zu und es kann, wenn die marine Senkung bedeutend war, eine lang anhaltende Trockenlegung der Küste platzgreifen. Unterdessen haben sich die Wassermassen im Senkungsfeld hoch zusammengestaut und nun erfolgt die Reaction: Der Schwall wandert vom Stauungs-Gebiete in gewaltigen Wogen nach allen Seiten. Je nach der Entfernung der Küsten wird dieser Schwall rasch oder spät dem Rückzuge folgen. Erfolgte eine unbedeutende Senkung im seichten Meere unweit der Küste, so währt der träge Rückzug kurze Zeit und wird bald von einem, gleichfalls unbedeutenden Schwall abgelöst. Senkte sich hingegen eine ausgedehnte Scholle im tiefen Meer in mässiger Entfernung von der Küste um einen namhaften Betrag, so wird der Rückzug lange anhalten und einen bedeutenden Betrag erreichen und desgleichen wird auch der Schwall lange brauchen, um die Küste zu erreichen; seine Grösse wird in der Regel wohl umso bedeutender sein, je stärker der Rückzug war. Viele der verheerendsten Seebeben weisen Erscheinungen auf, welche durch die hier besprochenen Ursachen bedingt sein dürften.

Wann der Schwall die Küste erreicht, hängt, wie erwähnt, ab von der Entfernung und Grösse der Dislocation; ausserdem ist aber auch bedeutungsvoll das Relief des Meeres-

Digitized by Google

grundes: stosst ein tiefes Meer an die Küste, so wird die letztere bald von namhaften Wellen getroffen; liegt zwischen dem Gestade und dem tiefen Meer eine breite Zone von geringer Tiefe, so werden die grossen Wellen erst geraume Zeit nach erfolgtem Beben herankommen und im seichten, wenig erregten Meer des Küstenstriches sich brechen, so dass eine mächtige Überflutung überhaupt nicht statthaben kann. Seichte Küstenmeere wirken als Wellenbrecher und sichern die Ufer, während die Gestade, welche an tiefes Meer grenzen, intensiven Bebenwellen ausgesetzt sind, ein Gegensatz, welcher kulturell bedeutungsvoll ist.

Seiches[1]) werden leicht mit Seebeben verwechselt. Man beobachtet an grossen Inland-Seen auffallende, langsame Oscillationen (nicht selten im Betrag von 1 *m*), welche in einigen Fällen durch Dislocationen und Beben verursacht sind, in der Mehrzahl der Fälle aber unzweifelhaft durch Schwankungen des Luftdruckes bewirkt werden. Der See steigt und fällt mehrmals im Laufe von 10—30 Minuten. Im offenen tiefen Meer werden diese Wirkungen des Luftdruckes gewiss noch intensiver sein. Das Wasser wird, wo eine schwere Luftmasse über demselben lastet, deprimirt und umgekehrt. Wandert eine solche atmosfärische Überlastung bez. Entlastung über das Meer, so erfolgt Zug um Zug der Ausgleich. Die Wasserhöhen fliessen ab, gegen die Depressionen aber strömen die höher gelegenen Wassermassen zu und es entsteht eine Stauung, welche centrifugal auswogt.

Cyclonen erregen das Wasser intensiv, doch nur in einem beschränkten Strich. Atmosfärische Belastungen, welche weite Gebiete treffen, dislociren hingegen bedeutende Wassermassen, welche nach Beseitigung des Druckes wieder zuströmen und eventuell gewaltige, weitreichende Erregungen des Oceans zur Folge haben.

Kann man im einzelnen Fall ein Seebeben mit Erdbeben nicht in causalen Zusammenhang bringen, so sind die meteorologischen Berichte zu Rat zu ziehen.

[1]) Forel: Seiches, 1876, Phil. Mag., 1876, p. 447. Nature, Vol. 17, p. 281. Günther cit. 1885, II, p. 373. Boguslawski-Krümmel: Oceanografie, 1887, Vol. 2, p. 142.

Digitized by Google

Überblick der Beben-Bewegungen.

Die Art und Schnelligkeit der durch Dislocationen verursachten Bewegungen variirt, wie man sieht, innerhalb weiter Grenzen. Der Stoss (bez. Schall) pflanzt sich in folgenden Materialen mit x *m* per Secunde fort:

Beben und Schall in der Luft	340
Seebeben-Wellen (transversal) in seichtem Wasser	20—100
Seebeben-Wellen in tiefem Meer	100—200
Beben und Schall in beschränkter Wassersäule	1200 [1])
Beben und Schall in grossen Wassermassen .	1400
Beben-Stösse in der Erde und in klüftigem Fels	300—1000
Tremors im Fels	1000—2500
Stoss in ideal compactem Fels	1500—3000

Diese Zusammenstellung gibt nur eine rohe Vorstellung von den weiten Schwankungen. Da die Dichte und Elasticität der Materialien mit dem Druck sich ändert, muss auch die Stoss-Geschwindigkeit sich entsprechend ändern. Im Wasser herrscht in einer Tiefe von 1 *km* ein Druck von 100 Atm., in einem gleich hohen isolirten Felsprisma würden in gleicher Tiefe etwa 250—300 Atm. herrschen, während in der Erdkruste tatsächlich sehr complicirte Druck- und Spannungs-Differenzen bestehen. Wenn auch die an der Oberfläche wirksamen Beben einen seichten Sitz [2]) haben (5—20 *km*), genügt der in dieser Tiefe herrschende Druck doch, um die an der Erdoberfläche geltenden Fortpflanzungs-Geschwindigkeiten bedeutend zu alteriren. Dazu kommt, dass das Material oft gemischt ist, in welchem Fall jedem Mischungs-Bestandteil eine spezifische Geschwindigkeit der Fortpflanzung entspricht.

[1]) Nach Wertheim: in Flusswasser bei unbegrenzter Säule bei 15° C. = 1173 *m*, in unbegrenzter Wassermasse = 1437 *m*, in heissem Süsswasser (bei 40—60° C.) in begrenzter Säule = 1300—1400 *m*, in unbegrenzter Flüssigkeit = 1600—1700 *m* etc.

[2]) Der Impuls sehr tief liegender Dislocationen verteilt sich au seinem Wege bis zur Erdoberfläche auf so grosse Massen, dass man ihn nur als Tremor verspürt.

Digitized by Google

Ferner gehen verschiedene Impulse gleichzeitig von verschiedenen Gebieten aus, es pflanzen sich Bewegungen von verschiedener Periode zugleich fort und es bewegt sich ein Punkt in Folge dessen mit wechselnder Schnelligkeit nach ein und der anderen Seite, während zugleich auch die Amplitude wechselt; es entstehen zusammengesetzt periodische Bewegungen. Endlich erfolgen von den Dislocations-Flächen aus successive Erschütterungen, wodurch die Erscheinungen noch ausserordentlich verwickelt werden. (Normale) Stösse und (transversale) wellige Bewegungen gehen successive vom Schüttergebiet aus; die zitternden und wogenden Bewegungen dürften meist kurze Zeit nach dem Stossmaximum in mässiger Entfernung vom Schüttergebiet ihr Maximum erreichen; hier schwellen die (transversalen) Wellen (durch ihre Vorläufer verstärkt) zum höchsten Betrag an, zugleich ist auch hier bei schräger Emergenz und bedeutender Amplitude die zerstörende Wirkung der Stösse am bedeutendsten.

In freien Wassermassen pflanzt sich der Stoss mit grosser Schnelligkeit fort, mit etwas geringerer in beschränkten Wassermassen (Grundwasser in Klüften und Interstitien). Die erregten Wellen wandern in seichtem Wasser mit sehr geringer, in tiefem aber mit namhafter Schnelligkeit fort; die factische Wanderschnelligkeit der erregten Wassermassen (Wellengenerationen) ist in beiden Fällen geringer als die Geschwindigkeit der einzelnen Welle.

Schnelligkeit geologischer Bewegungen.

Wir haben im Laufe der vorliegenden Untersuchung verschiedene geologische Bewegungen kennen gelernt, deren Beträge anschaulich werden und welche sich dem Gedächtnisse einprägen, wenn man dieselben untereinander und mit wohlbekannten Bewegungen vergleicht (Mass = x *m* pr. Secunde).

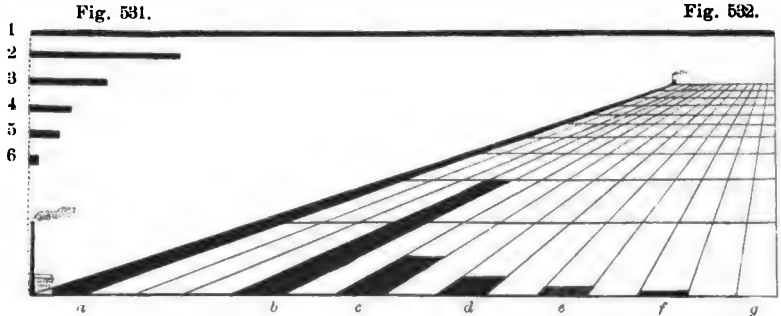
Fussgänger	1·1—1·5[1])	Mässiger Wind	3
Mässig strömende Lava	1—2	Lebhafter Fluss	3
Trabendes Pferd . . .	2·5	Schneller Segler	3

[1]) 1 *km* in 15 Minuten, d. i. 1·1 *m* pr. Secunde; 1 *km* in 11 Minuten, d. i. 1·5 *m* pr. Secunde.

Digitized by Google

Schnellläufer	6
Rapider Lavastrom . .	4—8
Dampfschiff,galopp.Pferd	4—8
Personenzug	8—12
Renner (Pferd) . . .	10—12
Geworfener Stein, Sturm	15
Schnellzug, Brieftaube .	15—20
Adler bis	30
Seebebenwellen in seichtem Meer	20—100
Seebebenwellen in tiefem Meer	100—200
Smirgelscheibe (Perif.) .	200[1])
Windbüchsenkugel . .	200
Bergsturz	200
Büchsenkugel	300—400
Beben u. Schall i. d. Luft	340[2])
Punkt a. Äquat. (Rotat.)	450
Kanonenkugel	300—500
Vulkan. Ejecte	500—1000
Beben in der Erde und in klüftigem Fels . . .	800—3000
Tremors	1000 2500
Beben u. Schall i. grossen Wassermassen	1400
dto. in Salzlösungen .	1500—2000
dto. in Blei	1400
dto. in festem Gestein	1500—3000
dto. in Silber . . .	2600
dto. in Stahl, Glas .	5000

Fig. 531 veranschaulicht das Verhältniss der verschiedenen Wegstrecken und Fig. 532 versinnlicht die Wegstrecken



1 = 1000 m = Beben im Fels. 2 = 200 m = Bergsturz. 3 = 100 m = Wellen im tiefen Meer. 4 = 50 m = Wellen im seichten Meer. 5 = 30 m = Adlerflug. 6 = 6 m = Schnellläufer, Dampfer. a = 1000 m = Beben im festen Fels, vulkanische Ejecte, b = 200 = Bergsturz, c = 50 m = Bebenwellen im seichten Meer, d = 30 m = Adlerflug, e = 12 m = Personenzug, f = 6 m = Schnellläufer, Dampfer, g (Dicke der Linie) = 2 m = Fussgänger.

in einem perspectivischen Bild (Höhe des Schornsteines im Vorder- und Hintergrund = 100 *m*).

Ansichten über die Ursachen der Beben; tektonische Beben.

Bei älteren Autoren findet man häufig die Beben als Ursache der Einstürze, Hebungen und Eruptionen bezeichnet.

[1]) Smirgelscheiben machen pr. Minute 30.000 Turen; ein Punkt an der Periferie legt je nach der Grösse der Scheibe 100—200 *m* pr. Secunde zurück; es ist diess die höchste maschinelle Schnelligkeit, welche erreicht wurde.

[2]) Bei 0° Cels. = 330, 12° = 340, 28° = 350 *m* pr. Secunde.

Digitized by Google

Nun ist allerdings richtig, dass das Beben den Einsturz eines Hauses verursachen kann; fasst man aber den Ausgangspunkt des Bebens ins Auge, so ist die Behauptung so unrichtig, wie der Satz: das Donnern ist Ursache des Kanonenschusses. Das umgekehrte ist richtig: die Beben sind Folge von Dislocationen. [1])

Ich skizzire im folgenden die Geschichte der bez. Anschauungen:

Bei den Griechen trifft man die Vorstellung, Luft oder Wasser brause durch Erdrisse und Höhlungen und verursache hiedurch Erschütterungen. Andere fassten die Beben als Folge des Andrängens und Durchbrechens vulkanischer Dämpfe auf. [2])

Diese Ansicht hat sich bis in neueste Zeit der grössten Popularität erfreut und man behandelte die Erdbeben demgemäss auch in den Lehrbüchern (sehr mit Unrecht) im Anschlusse an die Vulkane. In der Tat besteht nur in wenigen Fällen ein causaler Zusammenhang zwischen vulkanischen und seismischen Fänomenen.

Schultze betont, dass schlagende Wetter Beben verursachen und nimmt unterirdische Explosionen an; [3]) seit Mitte des vorigen Jahrhundertes werden auch elektrische Entladungen als Ursachen der Beben genannt.

Descartes hat zuerst unterirdische Einstürze als Ursachen von Erdbeben bezeichnet und viele spätere Autoren haben diese Hypothese angenommen. [4])

Wenn auch diese Hypothese im weiteren Sinne zu den tektonischen Hypothesen gerechnet werden kann, so zählt man zu den letzteren doch gemeiniglich nur jene Theorien,

[1]) Die Dislocationen sind Ursache der Beben und die Beben sind Begleit-Erscheinungen der Eruptionen, indem Beben und Eruptionen durch vorhergehende Dislocationen ausgelöst werden.

[2]) Seneca u. a. Ittigius: de montium incend. 1663. Steno: de solido, 1669. Kircher: mundus subterr. Mitchell: Cause of earthquakes, Phil. Trans., 1760, und Phil. Mag. Vol. 2, p. 186, Kries: Ursache der Beben, 1826, bringen Litteratur.

[3]) Schultze: Fys. d. Beben, 1754. Francke: Beben, 1756.

[4]) Leibniz, die Kosmologen des vorigen Jahrhundertes, Necker, Mohr, Volger u. a.

Digitized by Google

welche die Beben auf Verwerfungen zurückführen. Die älteste einschlägige, wenn auch sehr primitive Vorstellung dieser Art trifft man bei Anaximander, welcher die Beben ableitet von Rissen, welcher in der Erde in Folge des „Trocknens" entstehen. Unsere Zeit schuf zunächst eine empirische Grundlage:

Es wurde nachgewiesen, dass die Beben gemeiniglich dem Streichen der Gebirge folgen [1]) und Lamanon spricht zuerst die Ansicht aus, die Beben seien Folge der Risse, welche in den Gebirgen entstehen. [2])

Humboldt (Kosmos) spricht die Ansicht aus, dass die Beben den Spalten folgen, nach welchen die Gebirge gehoben werden. [3])

Boussingault meint, die Beben seien Folgen von Senkungen. Hoffmann führt das Beben von Calabrien auf Spaltbildung zurück und in gleicher Weise meint er, sei das Beben von Mantua-Brixen durch die Etschtal-Querspalte bedingt. [4])

Dana spricht die Ansicht aus, dass die durch Contraction der Erde verursachten Spaltbildungen Ursache der Beben seien.

Auch Mallet bezeichnet die Beben als Folge von Dis-

[1]) Desmarest: Acad. Sc., 1751, J. des Savens, 1756, p. 75. Unzer: Struktur d. Erde, 1768. Buffon, Palassou: Leonh. Taschb., 1822, p. 90. Hoffmann: Gesch. Geogn., 1838, p. 317–326, bringt Litteratur.

[2]) Lamanon's Idee gewann in ihrer Zeit keinen Einfluss und musste in neuerer Zeit erst wieder producirt werden.

[3]) Humboldt (Kosmos, IV., p. 230) bezeichnet die Vulkane als Sicherheits-Ventile. Der Autor meint, der eruptive Andrang bewirke in Hebungsgebieten Erdbeben; richtiger ist die Behauptung: Dislocationen können (in Senkungsgebieten) unter Umständen Beben und Eruptionen bewirken.

Mallet meint, die Beben seien unterdrückte magmatische Explosionen; Beben und Eruptionen werden nach diesem Autor durch dieselben Explosivkräfte verursacht; beide Fänomene unterscheiden sich nur dem Grade nach (Brit. Assoc. Rep., 1858, p. 67). Desgleichen bezeichnet Milne (Earthquakes, 1886, p. 275, 281) die Erdbeben als „unvollendete Anstrengungen, einen Vulkan zu bilden", und Rudolf (über Seebeben in Gerland's Beitr. Geofysik, 1887, p. 216) meint, die grossen marinen Flutwellen würden nicht durch Dislocationen, sondern durch Explosionen erzeugt.

[4]) Hoffmann: Gesch. Geogn., p. 322, 325.

Digitized by Google

locationen.[1]) Darwin führt die amerikanischen Beben auf Spaltbildungen zurück[2]) und Rusegger weist nach, dass das Beben von Schemnitz seinen Ursprung im Spitaler Gang hatte.[3]) Die Erschütterung war in diesem Falle am stärksten in der Gangtiefe und nahm beiderseits des Ganges rasch ab.

Suess hat die Lehre von den tektonischen Beben eingehend behandelt und gezeigt, dass die Bebenstudien sich auf eine tektonische Analyse des bez. Gebietes stützen müssen.[4])

Hörnes schlägt den bezeichnenden Namen „tektonische Beben" vor (Jb. geol. Reichs., 1878, p. 388).

Massenbewegungen und Beben in Folge wechselnder Belastung; Einfluss des Luftdruckes.

Die Beben werden zumeist durch Dislocationen, diese aber werden durch Änderung des Gleichgewichtes in einem Teile der Erdkruste verursacht, wie sub „Umformung" und „Ursachen der Nivo-Änderungen" ausgeführt wird. Besondere Beachtung verdient der Einfluss wechselnder Belastung, dessen Bedeutung erst durch Darwins Untersuchungen klargelegt worden ist.[5]) Abtragung von Sedimenten und Auftragung von Gesteinsmassen haben, wenn dieselben weite Gebiete beherrschen, einen tiefgreifenden Einfluss auf den Erdkörper; das Gleichgewicht wird durch derartige Änderungen gestört und es treten relativ bedeutende Hebungen, bez. Depressionen ein, wie Darwins Berechnung erweist. In gleicher Weise wirkt eine Verdickung oder ein Abschmelzen der Firn- und

[1]) Dana: Explor. Exped., 1842, p. 436, und A. J., 1847. Mallet: Brit. Assoc. Rep., 1858.

[2]) Darwin: Voy. und Phil. Mag., 1838, p. 584.

[3]) Rusegger: Ber. Versamml. Naturforscher, 1858. Deville: Bul. Geol., 1861, p. 117: Das Antillen-Beben von 1843 folgt den Dislocationen.

[4]) Suess: Österr. Beben cit.; der Autor bezeichnet die Gänge als „vererzte Quellen der Beben". Suess: Gold, 1877, p. 91. Suess: Erde, Vol. 1. Credner: Z. g. Naturwiss. Sachsen, 1876, Vol. 48, p. 254, bezeichnet die erzgebirgischen Beben als Ausdruck der noch derzeit anhaltenden gebirgsbildenden Tätigkeit dieses Landstriches.

[5]) Darwin: Phil. Trans., 1882, Vol. 173, p. 187 f., und Brit. Assoc. Rep., 1882.

Digitized by Google

Gletscherdecke und das Wandern der oceanischen Wassermassen [1]) unter dem Einflusse der Mondanziehung u. s. f. Durch Darwins Untersuchung wird endlich auch der causale Verband verständlich, welcher zwischen den Beben und den Änderungen des Luftdruckes besteht. [2])

Bei den älteren Autoren findet man viele bez. Daten, und zwar wird besonders häufig ein plötzliches Fallen der Quecksilbersäule als Vorbote eines Bebens notirt. [3])

Darwin berechnet, dass die oceanische Flutwelle, welche dieselben Gebiete der Erde täglich zweimal belastet, eine Depression der Erdkruste um einige Zolle bewirken muss und in analoger Weise findet er, dass eine Vermehrung des Luftdruckes, welche über einem ganzen Continent ein Steigen des Quecksilbers um 30 *mm* bewirkt, die Erdkruste um 60 bis 90 *mm* deprimirt und umgekehrt.

Auffallend ist die Tatsache, dass die Dislocationen und Beben durch niederen, nicht aber durch hohen Barometerstand ausgelöst werden. Offenbar ist eine Entlastung für die Erdkruste viel bedeutungsvoller als eine abnorme Belastung. Es erklärt sich diess wohl aus der convexen Gestalt der Erdkruste, welche in Folge ihrer Wölbung einer Einbiegung widersteht, während bei Entlastung und Ausbiegung leicht Rupturen eintreten.

[1]) 1 *m* Wasseranhäufung hat im bez. Flutgebiet eine Mehrbelastung von 1 *t* pr. m^2 oder 1 Mill. Tonnen pr. km^2 zur Folge. Diese Mehrbelastung kann in den Dislocations-Zonen der Senkungsfelder (insb. im Küstengebiet) Dislocationen und Beben bewirken.

[2]) Fischer: Gesch. der Fysik. Humboldt, Hoffmann: Gesch. Geogn., 1838, p. 360 f. Merian findet, dass unter 13 namhaften Beben (von Basel) 8 von auffallenden Barometer-Schwankungen begleitet waren. Neuere Daten bei Schmidt: Vulk. und Beben, 1881, II., p. 26: Die Erdbeben treten insb. bei niederem Luftdruck ein. Ferner: Günther's Geofysik. Virlet: Bul. geol., 1885, Vol. 13, p. 450. Knot: Nature, 1885, Vol. 32, p. 299. Rossi beobachtet in Italien insb. viele Beben bei starkem Fallen des Barometers. Humboldt und Milne (Earthquakes, 1886, p. 268) schliessen dagegen aus ihren Beobachtungen, dass der Luftdruck wenig Einfluss habe.

[3]) In einem Falle flüchtete sich ein Apotheker, welcher die Bedeutung dieses Vorzeichens kannte, sammt Familie aus dem Hause, welches kurze Zeit darauf unter den Stössen des Bebens einstürzte.

Digitized by Google

Ferner fällt es auf, dass das Beben meist erst eintritt, wenn das Fallen des Barometers das Maximum erreicht oder bereits überschritten hat, ja es ereignet sich mitunter erst einige Stunden nach Eintritt des Minimums. Es erklärt sich diess aus der Tatsache, dass die Wirkungen einer Gleichgewichts-Störung in grossen Massen eben immer verspätet eintreffen.

Möglicherweise hängt die Beunruhigung der Tiere, welche oft vor Eintritt der Beben auffällt, auch z. T. mit diesen intensiven Änderungen des Luftdruckes zusammen. [1])

Eine andere Ursache der Beben dürfte in früheren Stadien der elementaren Geschichte (solange ein grosser Teil des bez. Weltkörpers nach flüssig war) bedeutungsvoll gewesen sein: die Massenbewegungen im flüssigen Material. Partien stiegen vom Centrum gegen die Periferie und wirkten verzögernd, andere (beschleunigte) Massen sanken dafür in die Tiefe; rasch bewegte äquatoriale Partien wanderten gegen den Pol und wirkten beschleunigend, während polare Teile gegen den Äquator strömten. Ein Teil dieser Strömungen compensirte sich, doch blieben Überschüsse nach ein und der anderen Richtung, welche intensive Gleichgewichts-Störungen Dislocationen der Erdkruste und mithin Beben bewirken mussten. [2])

Ich bespreche diese Ursache der Beben, welche für die (erstarrte) Erde derzeit keine Bedeutung mehr haben dürfte, in der kosmischen Geologie; die kosmischen Ursachen der Beben werden zum Schluss dieses Abschnittes erörtert.

Tektonische Einteilung der Beben.

Jede Dislocation hat Beben zur Folge und man wird desshalb füglich die Beben nach den Dislocations-Typen einteilen und benennen (Suess, Erde I., p. 228).

Abgesehen von jenen Beben, welche durch Bewegung

[1]) Z. T. dürfte die Beunruhigung auch durch die elektrische Spannung bedingt sein, welche in Folge der vorbereitenden Zerrungen und Quetschungen in der Erdkruste eintreten.

[2]) Mitteilung von Herrn F. Kogelmann.

Digitized by Google

loser Massen bedingt werden, beziehen sich die meisten namhaften Beben auf einzelne Verschiebungs-Flächen oder Flächen-Systeme. Durch verschiedene Ursachen wird das Gleichgewicht der Massen gestört bis die localen Druck-Differenzen bez. Spannungen so bedeutend sind, dass sich eine Dislocation vollzieht, welche von Beben begleitet ist.

Da die Dislocationen meist entweder dem Streichen des Gebirges folgen oder dasselbe durchqueren, kann man die Beben mit linearem (richtiger elliptischem) Schüttergebiet einteilen in Längs- und Querbeben.[1]) Die ersteren sind entweder durch eine steile Verwerfung oder durch eine Überschiebung verursacht, die Querbeben können sich gleichfalls auf eine steile Verwerfung oder aber auf eine flache Quer-Verschiebung beziehen. Die eigentlichen (tiefgreifenden) Verwerfungen (mit steiler Bewegung) scheinen eine untergeordnete Rolle zu spielen, während Querverschiebungen (mit flacher Bewegung) ungleich häufiger vorkommen.[2])

Die Querbeben treten meist mit einem starken Stoss auf, welchem mitunter im selben Gebiete noch einige schwächere folgen. Bei den Längsbeben hingegen wandert, wie Suess zeigt, die Schütterfläche[3]) in den meisten Fällen; das Beben tritt nacheinander auf verschiedenen Strecken der Schütterzone auf. Die Auslösung der Spannung scheint auf den (flachen) Blättern meist mit einem Schlag vor sich zu gehen, während die Längsbeben sich auf tiefere Dislocationen beziehen und überdiess sich oft durch bedeutende

[1]) Dass die Beben meist dem Streichen der Gebirge folgen, wurde schon früh erkannt. Aber auch Querbeben werden von den älteren Autoren notirt: Humboldt: Rel. hist., Vol. 4, p. 16. Hoff: Beben von Brixen-Mantua (1826). Pog. Ann. Vol. 18, p. 49. Beben von Genua-Alessandria-Voghera (1828). Pog. Ann., Vol. 25, p. 85. Hoff (Veränder. 1841, Vol. 5, p. 255) betont, dass diese Beben auf Spalten der Erdrinde bezogen werden müssen.

[2]) Die Beben, welche von den letzteren Dislocationen ausgehen, werden als „Blattbeben" bezeichnet. Canaval: Beben von Gmünd, Sitz.-Ber. Akad. Wien, 1882.

[3]) Der Ausdruck „Schütterfläche" ist bezeichnender als der übliche „Stosspunkt". Beispiele von wandernden Beben s. Beben von Calabrien; Hörnes: Erdbeben, Jb. geol. Reichs. 1878. Heim: Beben d. Schweiz, Gäa, Vol. 19.

Digitized by Google

horizontale Erstreckung auszeichnen, welche Verhältnisse simultane Bewegungen erschweren, indem es unwahrscheinlich ist, dass eine Spannung auf einer ausgedehnten Fläche zugleich ausgelöst wird.

Für das seismologische Studium dürfte es in den meisten Fällen wenig Bedeutung haben, ob eine Ruptur tief greift (die ganze Erdkruste durchsetzt) oder ob sie nur einen sich stauenden Schicht-Complex durchsetzt, in welchem in Folge eines oberflächlichen Schubes Brüche eintreten;[1]) man wird desshalb füglich in ein und dem anderen Falle einfach Längs- und Querbeben unterscheiden dürfen.

Auffallend ist die Häufigkeit namhafter Beben längs des inneren Bruchrandes der Gebirge (wo das Gebirg steil gegen die Ebene oder gegen das Meer abbricht) und es erklärt sich diess wohl aus der tektonischen Bedeutung dieser Zone, welche von tiefgreifenden Brüchen (oft auch von Vulkanzügen) beherrscht wird. Nach meiner Ansicht spielen aber auch Gleitvorgänge bei der Gebirgsbildung eine hervorragende Rolle und ich unterscheide demgemäss neben dem Längs- und Querbeben als dritten Typus das Gleitbeben, welches allerdings in der Regel begleitet sein dürfte von Verwerfungs-Beben, indem ja ein Schichtsystem gemeiniglich nicht als Ganzes, sondern strichweise und in verschiedenem Masse rückt.

Dass Beben an die grossen Dislocations-Zonen gebunden sind, ersieht man, sobald man Geografie und Geologie der bez., von Beben frequentirten Gebiete vergleicht. Es zeigt sich dann, dass die Beben am häufigsten und intensivsten auftreten in vulkanischen und Küstengebieten (welche durch Rupturen und Gebirgsbildung markirt und bedingt sind) und dass insb. junge Gebirge zu Beben disponirt sind.[2])

[1]) Kolberg (cit. in Günther: Geofysik, Vol. 2, p. 403) und Hörnes bezeichnen den Gewölbeschub bez. die Stauung als Ursache gewisser Beben, und Heim (Gebirgsb. 1878, II, p. 103) führt aus, dass der Faltungs-Prozess ohne Erschütterungen nicht denkbar sei. Plastische Stauung kann wohl nicht gemeint sein, sondern nur rupturelle Deformation. Die Wirkung dieses Vorganges wird aber praktisch ident sein mit jener der tiefen Schollen-Brüche.

[2]) Leipoldt in Peschel-Leipoldt: Fys. Erdk., 1879, I., p. 261.

Digitized by Google

Die Längsbeben von Kleinasien, Italien, Süd-Amerika werden unter diesen Rubriken besprochen.

Als Typus eines grossen, einfachen Längsbebens citire ich das Beben von Californien, 1872, welches dem westlichen Abbruch der Sierra folgte und vom mittleren bis tief in das südliche Cal. 9 Tagmärsche (450 *km*) weit reichte. Während sonst die Auslösung auf so ausgedehnten Brüchen successive erfolgt, beherrschte das Beben in diesem Falle die ganze Zone fast gleichzeitig. Die laterale Fortpflanzung des

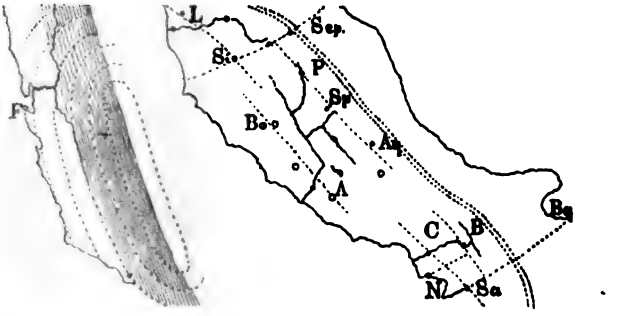


Fig. 583. F = S. Francisco. Fig. 584.

L, S, Sep. = Lucca, Siena, Borgo Sepolcro. P, Aq = Pistoja, Aquila. Bo, A = Bolsena, Albano. C, B = Capua, Benevent. N, Sa, Ba = Napoli, Salerno, Barletta.

Bebens gegen das westliche Cal. erfolgte in der Weise, wie die punktirten Linien in Fig. 533 zeigen (das Gebiet der Sierra ist schraffirt). Das Schüttergebiet stellt ein Ellipsoid mit gekrümmter Achse dar.

Die südliche Küste wurde vom Stoss in 4—5 Minuten, das nördliche Flusstal (Sacramento) in 3—4 Minuten nach erfolgter Dislocation vom Beben erreicht.[1]) Das Beben legte also etwa 700 *m* pr. Secunde zurück. Die grosse Verwerfung lässt sich 60 *km* weit verfolgen, der tiefere, östliche Flügel sank während des Bebens strichweise um 2—6 *m* ab; ein unbedeutender Landstrich verrutschte um mehrere Meter in der Richtung gegen N.

[1]) Whitney: Overland Mo., 1872, p. 130, 266, und N. Jb. Min. 1873, p. 200. Gilbert: A. J., 1884, Vol. 27, p. 49.

Digitized by Google

Andere Gebirgszüge des fernen Westens weisen gleichfalls Dislocations-Zonen auf, welche noch bis in unsere Tage lebendig sind.[1])

Tektonik einiger Bebengebiete.

Italien bietet durch seinen Reichtum an historischen Nachrichten gute Aufschlüsse über die Verteilung der Beben. Die wichtigsten Schütterzonen liegen an der Innenseite des Gebirges, wie Fig. 534 darstellt. Es schliessen sich aneinander die Riviera, die toskanische Zone (Lucca-Siena) und die römischen Längsbeben-Zonen Perugia-Foligno, Spoleto-

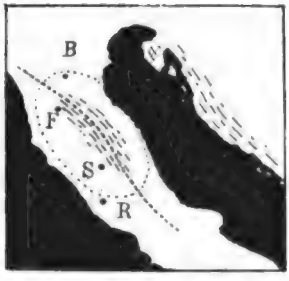


Fig. 534 a.

Fig. 534 b.

Zu Fig. 534 a: B, F, S, R = Bologna, Florenz, Spoleto, Rom. Zu Fig. 534 b: N, M, T, Ro, R = Nicastro, Mileto, Tropea, Rosarno, Reggio. S, O, S = Soriano, Oppido, Sinopoli.

Rieti, Norcia-Aquila, welche wiederholt von intensiven Beben getroffen worden sind.[2])

Interessant ist das Simultanbeben, welches Mittel-Italien (Florenz-Spoleto) und Dalmatien, 1873, traf und dessen Verbreitung in Fig. 534 a dargestellt ist.[3]) Parallel dieser Zone von Längsbrüchen, welche mitten durch die Halbinsel hin-

[1]) Gilbert: U. St. geol. survey, 1880, p. 170 (Wasatsch). Russell: U. St. survey, 1881, p. 195 (Oregon). Jährliche Berichte über die amerikanischen Beben von Rockwood im A. J.

[2]) 1703 Beben von Norcia-Aquila (Spaltbildungen, grosse Zerstörung, viele Todte); ferner: Perugia-Spoleto-Rieti 1832; Beben von Perugia-Foligno 1873; Perugia-Spoleto-Norcia u. s. f. Pilla: Ist., terremoti di Toscana, 1846.

[3]) Serpieri: Über mittel-ital. Beben. Istit. Lombardo, 1873, 1875 1.

Digitized by Google

streicht, verlauft die Zone der römischen Vulkane (Bolsena-Albano).[1])

Es folgt die neapolitanische Zone[2]) und endlich die calabrische Zone,[3]) deren tektonische Beziehung zu Sizilien aus der geologischen Skizze Fig. 534 c ersichtlich ist: Die Südspitze Italiens besteht aus krystallinen Massen, im Westen steht in tieferem Horizont die abgesunkene krystalline Scholle von Tropea an (*T'* in Fig. 534 b), dann folgt das marine Senkungsfeld. Ein Grabenbruch trennt Italien und Sizilien, doch kehren sich gerade in diesem Gebiete die tektonischen Verhältnisse zwischen Hochscholle und Senkungsfeld um; im N. liegt das Senkungsfeld westlich vom Grabenbruch, in Sizilien liegt es östlich, im N. steht der hohe Flügel im O. an, in Sizilien steht er im W. des Grabenbruches. Der Grabenbruch und die angrenzende westliche Küste Italiens, sowie die ergänzende Ostküste Siziliens umfassen wohl die seismisch erregtesten Gebiete Europas.

Fig. 534 c. 1 2 3 4 5
1 = Krystallin, 2 = Paläozoisch bis Jura, 3 = Eozän, 4 = Pliozän, 5 = Lava und Tuff.

[1]) Ponzi: Atti N. Lincei, 1855. Rossi: Atti Lincei, 1873, und Bol. vulc. ital. Mercalli: Re. Istit. Lomb. Rossi verbindet alle um das Albanergebirg liegenden vulkanischen Vorkommnisse und Thermen mit dem Albanergebirg zu einem idealen Netz von Radialspalten, deren Existenz weder erwiesen, noch wahrscheinlich ist. Wahrscheinlich stehen die Vulkane vielmehr auf der Kreuzung von Längs- mit Querbrüchen.

[2]) Beben von Sora-Benevent, Capua-Nola-Salerno, 1685, 1694 etc.

[3]) Vivenzio: Accad. Napoli, 1783. Hamilton: Roy. Soc. L., 1783, Vol. 73. Dolomieu: 1789. Spallanzani: Viaggi, Vol. 4, p. 140. Mallet: cit. (Beben von 1857). Palmieri: Beben von Süd-Italien. Accad. Napoli seit den 60er Jahren.

Digitized by Google

Das grosse Beben von Calabrien 1783 (Fig. 534 b, vgl. Fig. 534 c): Am 5. Febr. erfolgt eine 2 Minuten währende vertikale Erschütterung, welche im Gebiete des Aspromonte — insb. Oppido — alles verwüstet. In der nördlichen Fortsetzung der bez. Verwerfung wird Soriano zerstört, im Westen wird das Gebiet Tropea-Nicotera beschädigt; auch das östliche Sizilien wird getroffen. Am 7. Februar folgt ein zweites Beben, welches insb. im N. der Aspromonte-Verwerfung (im Gebiete von Soriano) grosse Zerstörung verursacht. Ein drittes Beben ereignet sich am 28. März in der Ebene von Girifalco (zugleich wird Messina erschüttert).

Ein elliptisches Gebiet von 40 *km* Durchmesser oder richtiger ein Halbkreis im W. des krystallinen Zuges von Aspromonte wurde verwüstet. Das im W. des Aspromonte an das krystalline Gebirg angelagerte Terziär löste sich auf einer Strecke von 15 *km* (3 Wegstunden) vom Urgebirg ab und wurde in ein tieferes Nivo und zugleich etwas westwärts verschoben. Beim ersten grossen Beben litt insb. das Terziär im W. vom Aspromonte, bei den späteren Beben wurde aber auch die krystalline Zone selbst erschüttert, 30.000 Menschen fanden während der Katastrofe den Tod, 20.000 starben später in Folge des Campirens und des grossen Elendes.

Diess sind die wichtigsten Bebenzonen auf der westlichen Seite des Apennin (Bruchfeld). In die östliche Aussenzone des Gebirges (Faltungszone) fallen die longitudinalen Schüttergebiete Modena-Bologna etc., welche entweder Längsbrüchen oder Gleitfalten entsprechen.

Ausser den Längsbrüchen spielen auch einige Querbrüche eine hervorragende Rolle. Im N. fällt die Linie Voghera-Genua auf. [1])

Ein zweiter viel hervorragenderer Querbruch, welcher in historischer Zeit wiederholt lebendig geworden ist, verläuft über Lucca-Arezzo-San Sepolcro.

---

[1]) Das Beben von 1828 beherrschte einen weiten Kreis (Vercelli, Turin, Asti, Alessandria, Voghera) und strich zugleich über den Apennin nach Bocchetta; die Dislocationen hielten sich also wohl an das zwischen Alpen und Apennin eingesenkte Bruch- und Senkungsgebiet und zugleich an einen den Apennin durchsetzenden Querbruch. Pog., Vol. 25, p. 85.

Digitized by Google

Bei Neapel greifen mehrere lebendige Querbrüche tief ins Land ein: Maddeloni-Cerreto, Neapel-Benevent, Vesuv-Ariano (Beben von 1688, 1732 etc.), ferner die lebendige Verwerfung Salerno-Ascoli-Barletta, welche die ganze Halbinsel durchquert und deren tektonische Bedeutung im Relief und in der Küstenbildung sich offenbart [1]) (s. Fig. 534).

Endlich weist Suess drei lebendige Querbrüche in Calabrien nach. Einige Orte werden sehr häufig von Beben betroffen, so in Mittel-Italien S. Sepolcro, Siena, Lucca, in geringerem Grade Pisa, Florenz etc. [2])

Die Beben von Kleinasien und Syrien, über welche die Schriftsteller des Altertumes und des Mittelalters berichten,

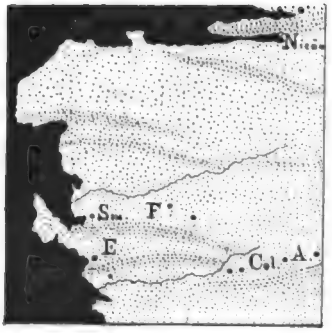


Fig. 585.

Fig. 586.

folgen gleichfalls dem Streichen der Gebirge. Besonders auffallend sind die folgenden Zonen (s. Fig. 535, 536):

1. Im nördlichen Kleinasien das bithynische Gebirg, welches beiderseits durch Seen und durch die tief ins Land reichende Bucht des Marmara-Meeres umschrieben wird. Am N.-Fusse dieses Gebirgszuges liegt Nicomedia, im S. Nicäa. Beide Städte sind wiederholt von Beben betroffen worden.

[1]) Die nördliche Verwerfungsstufe ragt im Gebiet von Sorrent-Capri weit ins Meer vor. S. Walther-Colombo: Volc. sottomarini di Napoli. Bol. comit. Geol., 1886. Das grosse neapolitanische Beben von 1694 verlief längs eines Längsbruches von Capua nach Salerno und zugleich längs des erwähnten Querbruches von Sorrent.

[2]) Siena ist im Laufe eines halben Jahrtausendes von 30 Beben betroffen worden, im 15. Jahrhunderte allein wurden acht Beben verzeichnet.

Digitized by Google

2. Der Gebirgszug, welcher von Smyrna bogenförmig gegen O. zieht. Smyrna, Hierocäsarea, Filadelfia (Sm. F.), welche demselben nördlich vorliegen, wurden öfters von Beben zerstört. Auch das im S. dieses Gebirgszuges liegende Gebirge von Efesus (E) leidet durch Beben. Strabo erwähnt, dass die im „Brandland" gelegene Stadt Filadelfia keine festen Mauern besitzt, weil sie fast täglich von Beben betroffen und oft zerrüttet werde.

3. An diese Züge schliesst sich das Gebirg, welchem die Städte Laodicäa, Colossä, Apamä, Apollonia (Col. A.) vorgelagert sind. Die erwähnten Gebirgszüge treffen im Gebiete der Städte Hierapolis, Laodicäa, Colossä zusammen und dieser Landstrich wird besonders häufig von Beben heimgesucht.

4. Die Städte S. vom Taurus (Cilicia) litten wiederholt.

Während diese Gebirge in O. streichen, wird die Zone der syrischen Beben durch den in N. streichenden Lybanon bestimmt. An der Küste folgen von N. beginnend: Antiochia, Laodicäa, Sidon, Tyrus, Cäsarea, welche oft durch Beben gelitten haben. 226 n. Chr. wird ganz Syrien, insb. aber Antiochia betroffen. 200.000 Menschen sollen bei dieser Katastrofe umgekommen sein, wonach dieses Beben unter allen historisch beglaubigten Beben das verheerendste wäre. Sidon, Tyrus werden in den Jahren 300 und 307 zerstört, Cäsarea 128, 541 n. Chr.; 395 wird Antiochia und der ganze Küstenstrich abermals von einem verheerenden Beben getroffen; Brunnen versiegen, Wasser brechen hervor, „Berge werden aufgehäuft", das Meer überschwemmt das Ufer mit einer riesigen Flutwelle, ankernde Schiffe liegen nach dem Beben auf trockenem Boden, mehrere bewohnte Inseln gehen im Meere unter. (Die vorgeführten Nivo-Änderungen mögen zum grossen Teil durch Ab- und Zuschwemmung bewirkt worden sein.) 458 und 462 wird Antiochia durch Beben so sehr geschädigt, dass die Regierung alle Steuern nachlässt. 478, 491, 524 abermals Beben in Antiochia, 526 wird die Stadt fast ganz vernichtet, viele Häuser verstürzen in einen sich bildenden Schlund, 40.000 Menschen gehen zu Grunde. 576, 583 ereignen sich geringere Beben; 639 wird die Stadt abermals vernichtet, die Zahl der Todten wird in Antiochia und Umgebung auf 60.000 veranschlagt. In den folgenden Jahrhun-

Digitized by Google

derten wird die Stadt nur von unbedeutenderen Beben betroffen. Dagegen werden andere Striche und Orte der syrischen Bebenzone oft verwüstet.

Wenn auch aus diesen Daten kein Schluss auf die tektonischen Bedingungen irgend eines der genannten Beben gezogen werden kann, sind sie doch insoferne wichtig, als sie im Allgemeinen die Abhängigkeit der Beben vom Streichen der Gebirge und die lange Dauer der Dislocations-Prozesse anzeigen. Durch Jahrhunderte ereignen sich wiederholt intensive Verschiebungen der Gebirgsteile, dann kommen wieder Jahrhunderte der relativen Ruhe; derselbe Punkt wird vielleicht nur ein oder das andere Mal intensiv betroffen, die ganze Zone aber kommt, wenn man grössere Zeiträume in Betracht zieht, nie zur Ruhe. So wachsen die Gebirge; die Wehen dieses Wachstumes aber zerstören ab und zu unsere Werke und unser Leben.

Die West- sowie die Nordküste von Süd-Amerika (und Antillen) zeichnen sich durch Häufigkeit und Intensität der Beben aus. In Chili-Peru ereignen sich insb. häufig Längsbeben von enormer Ausdehnung (über 1000 *km*). Ich verzeichne die hervorragendsten Beben älterer Zeit (Beben der Westküste vorgerückt, grosse Katastrofen durchschossen).

—	1530	Cumana, Venezuela.	1716	—	Lima, Peru.
1538	—	Quito.	1722	—	S. Jago, Chili.
1570	—	S. Jago, Chili.	1725	—	Lima-Arequipa.
1578	—	Peru.	1730	—	S. Jago, Conception, Chili.
1582	—	Arequipa, Peru.			
1586	—	Lima, Peru.	1732	—	Lima, Peru.
1609	—	Arequipa, Peru.	1734	—	Lima, Peru, 3 Beben.
1619	—	Truxillo, Peru.	1742	—	Arequipa, Peru.
1630	—	Lima etc., Peru.	1743	—	Lima, 3 Beben.
—	1641	Caracas, Venezuela.	1746	—	Lima-Callao.[1])
1647	—	Chili.	1750	—	Conception, Chili.
1655	—	Lima, Peru.	1756	—	Peru.
1657	—	S. Jago, Chili.	—	1766	Cumana-Trinidad.
1678	—	Peru.	—	1778	Cumana.
1687	—	Lima-Callao, Seebeben.	—	1797	Cumana-Antillen.
1688	—	Peru.	1797	—	Riobamba, Quito.
1690	—	Peru, 3 Beben.	—	1799	Cumana.
1697	—	Peru.	1802	—	Quito.
1699	—	Lima, Peru.	—	1802	Caracas.
—	1703	Caracas, Venezuela.	—	1812	Caracas.

[1]) Lima durch 200 Stösse binnen 24 Stunden in einen Trümmerhaufen verwandelt, Callao vom Seebeben zerstört; 1750 Conception ganz verwüstet.

Digitized by Google

Von der Mitte des vorigen bis Mitte unseres Jahrhundertes werden wenig grosse Katastrofen von der Westküste, dagegen furchtbare Beben an der Nordküste von Südamerika verzeichnet.

Eine ausgezeichnet longitudinale Erstreckung hatte unter Anderen das Beben von Riobamba, Quito, 1797, welches undulatorisch vom Vulkan Tunguragua ausging. Ein Gebiet von etwa vier Marschstunden [1]) Länge (N.-S.) und zwei Marschstunden Breite (O.-W.) wurde durch die vier Minuten anhaltende wellige Bodenbewegung vollständig verwüstet. Im Ganzen aber wurde das Beben in einem etwa 800 *km* langen Striche (N.-S.) verspürt.

Japan weist ausgezeichnet lineare tektonische Beben auf, [2]) und zwar haben dieselben nach Milne (cit. p. 230) zumeist (drei Viertel aller Fälle) ihren Ursprung im östlichen Meeresgrund. Milne denkt an Explosionen, wahrscheinlicher aber ist es wohl, dass Längs-Dislocationen im marinen Senkungsfeld Ursache jener Erschütterungen sind, welche fast gleichzeitig die ganze Gebirgskette des Insellandes treffen. Hier, wie in Südamerika etc. dürften die tieferen, unter dem Meer verborgenen Verwerfungs-Stufen des Senkungsfeldes besonders häufig von Dislocationen betroffen werden, wobei sich wahrscheinlich (vicarirende) Hebungen und Senkungen der Hoch- und Tiefstufen vollziehen. Es erklärt sich hieraus die Tatsache, dass die Erdbeben dieser Districte oft von namhaften Seebeben begleitet werden.

Die Alpen. — Tieferen Einblick in den Zusammenhang der Beben mit tektonischen Störungen gewähren die Alpen und andere Gebirgszüge, welche tektonisch wenigstens z. T. analysirt sind.

Fig. 537 zeigt das Relief eines Teiles der Westalpen, Fig. 538 zeigt die Geologie dieses Landstriches, in Fig. 539 endlich sind einige der wichtigsten Bebenzonen und Verwerfungen verzeichnet. (Jura und Schwarzwald punktirt.) Ein

[1]) Eine alte französische Lieue = 4·4 *km* (die Lieue marine = 5·5 *km*).

[2]) S. Milne: Earthquakes, 1886. Naumann: Japan, 1887. Vgl. das Kap. Seebeben.

Digitized by Google

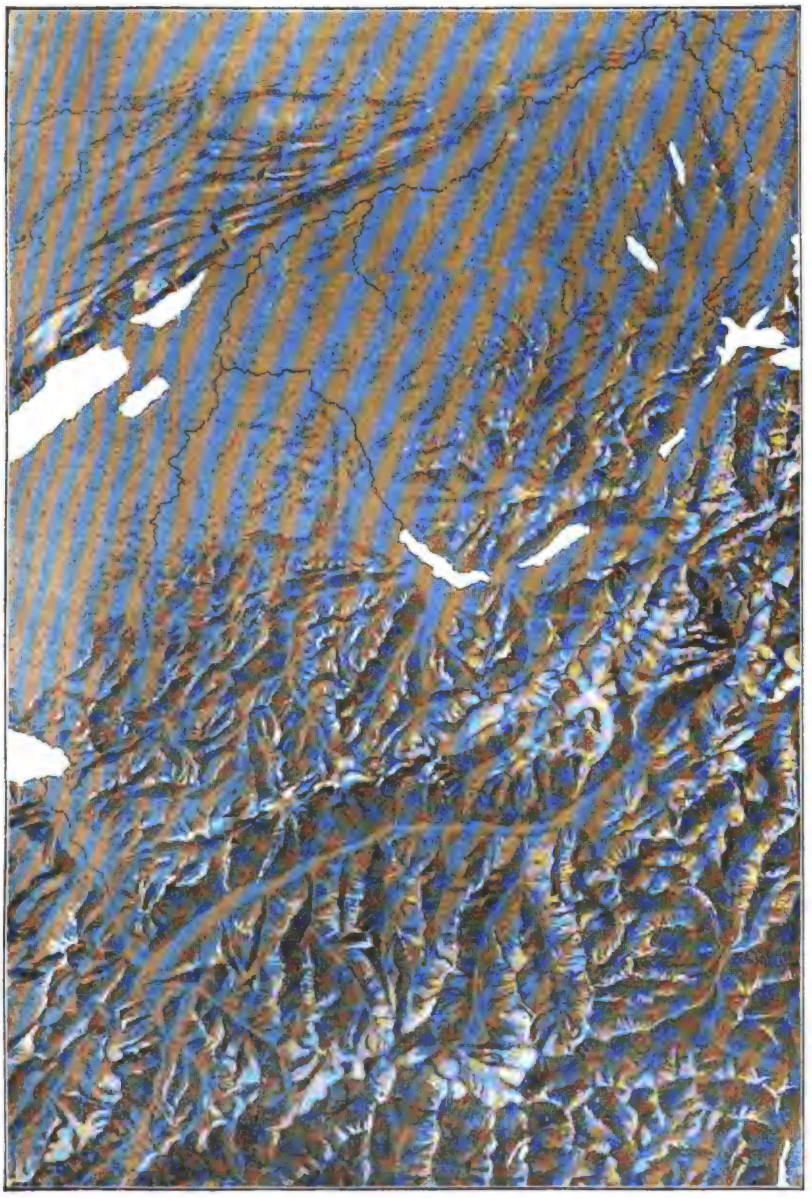


Fig. 537.
J, N, G = Jura, Neuchâtel, Genfer See, V = Vierwaldstädter See, F = Furca.

Digitized by Google

Fig. 588.

1 = Krystallin, 2 = jung Paläozoisch und Trias, 3 = Jura, 4 = Kreide, 5 = Eozän, 6, 7 = unteres und oberes Miozän, 8 = Diluvium, Alluvium. B, T, G = Basel, Thuner und Genfer See.

Digitized by Google

Vergleich dieser drei Karten zeigt die Beziehungen zwischen geologischem Aufbau, Relief und Bebenzonen.

Die Schweizer Beben-Chronik[1]) zeigt, dass insb. das Senkungsfeld, welches im S. des Jura von Genf über den Neuenburger See verläuft, oft und intensiv von Beben betroffen wurde (Genf-Orbe-Yverdon-Neuenburg, Zone Y-N in Fig. 539).[2]) Die den Jura schräg durchsetzende lebendige Ver-

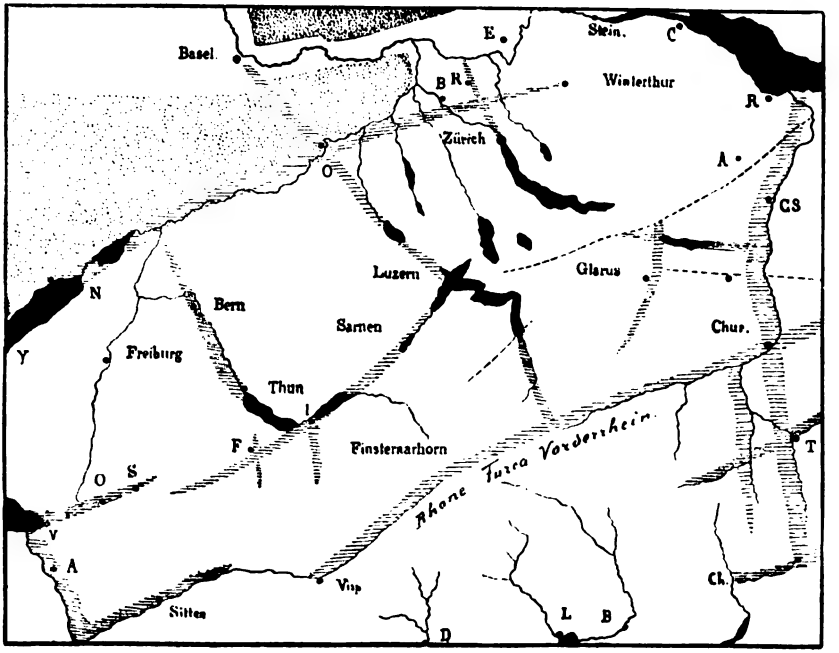


Fig. 539.

werfung von Valtravers trifft bei Neuchâtel auf diese wichtige Verwerfungs-Zone.

In die Fortsetzung dieser Linie gegen den Bodensee fallen die gleichfalls wiederholt erschütterten Gebiete von

[1]) Beben-Chronik d. Schweiz s. Bertrand: Tremblements, Scheuchzer: Naturgesch. d. Schweiz, Röder u. Tscharner: Gemälde d. Schweiz, 1838, Volger: Erdbeben, seit Ende der 70er Jahre die Schweizer Jahresberichte (Heim), Gäa, Vol. 19, p. 248.

[2]) Die heissen Quellen von Yverdon zeigen, dass hier eine tiefe Verwerfung niedersetzt. Jaccard: Jura. Beitr. Geol. Schweiz, 1869, Vol. 6, p. 310.

Digitized by Google

Baden, Regensburg (B. R.), nördlich davon die O.-W.-Bebenlinie Eglisau-Stein (S. von Schwarzwald verlaufende Dislocations-Zone Basel-Constanz?)

Unter den Querverwerfungen dieses Gebietes ist geologisch wichtig jene von Basel-Olten,[1]) auf welche wohl ein grosser Teil der zahlreichen Baseler Beben sich beziehen dürfte.[2]) Diese Zone setzt sich wohl gegen den Vierwaldstädter See fort.

Zwischen der besagten Zone und den Hochalpen streicht die Längsbeben-Zone Brienzer-Sarner-Vierwaldstädter See; dieser Zone gehören mehrere durch Querseen und Quertäler gekennzeichnete Querverwerfungen an, von denen einige noch lebendig sind: so die Linie Thuner See-Bern, die Linien Interlaken(I)-Lauterbrunnen und die Kandertal-Linie (F = Frutigen), ferner der Züricher See-, der Greifensee- und der Wallensee-Bruch, welcher im Westen von der wichtigen Bebenlinie des Lint-Tales getroffen wird (Mollis-Glarus-Näfels).

Die mächtigste Bruchzone streicht der Länge nach durch die Central-Alpen: Von Frankreich her setzt schräg durch die Südwest-Alpen die gewaltige Verwerfung Grenoble-Albertville-Sallanches, eine Verwerfung, welche seit dem Jura eine einschneidende Bedeutung hat, indem der Jura und die Kreide längs dieser Bruchzone scharf abschneiden und im Senkungs-Gebiete mit bedeutender Mächtigkeit abgelagert sind (successive Senkung und Füllung des Senkungsfeldes), während die bez. Sedimente auf dem Hochflügel fehlen (Lory).

In die Fortsetzung dieses Bruches fallen das Rhone- und das Vorder-Rheintal, zwei Brüche, welche für das Relief der Schweiz hochwichtig und die noch heute lebendig sind.

[1]) Zur Zeit des Jura sank der westliche Flügel der Verwerfung Basel-Olten ab; ob diese Bewegungs-Richtung noch heute anhält, ist fraglich.

[2]) Basel ist bis in die 70er Jahre von 120 Beben getroffen worden. Im 14. und 15. Jahrhundert werden wenige Beben verzeichnet, im 16. Jahrhundert 20 Beben, im 17. Jahrhundert 40 (wenn man die einzelnen Beben einer Beben-Serie separat zählt, über 60 Beben, u. a. im Jahre 1650 allein 18 Beben, wovon 10 allein auf die Monate September, October fielen). Im 18. Jahrhundert zählt man 20 Beben. Seit dem 17. Jahrhundert hat sich die alte Verwerfung offenbar beruhigt.

Digitized by Google

Im Rhonetal werden wiederholt von Beben betroffen die Orte Martigny, Sitten, Visp, Brig, Mörtl. [1])

Quer gegen diese Verwerfung verläuft jene Verwerfung, welcher das untere Rhonetal folgt und welche gleichfalls lebendig ist. (Beben von Martigny-Aigle-Villeneuve [A. V.])

In der Fortsetzung des Rhonetales liegt der lebendige Bruch, welchem der Vorderrhein folgt (bis Chur).

Südlich von dieser gewaltigen Zone von Längsbrüchen folgt die Rheinwald-Davos- und die Engadiner Linie, welche gleichfalls lebendig sind. Fig. 540 zeigt, wie während des Bündener Bebens diese Längsbrüche zugleich mit den Quer-Verwerfungen lebendig wurden. Fig. 541 veranschaulicht die Verbreitung der bez. Schütter-gebiete (Durchwachsung der Schütter-Ellipsoide). [2]) J, C, H, D = Jlanz, Chur, Hinterrhein, Davos.

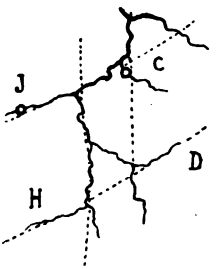


Fig. 540.

Fig. 541.

Endlich ist als lebendig zu bezeichnen jener gewaltige Querbruch, welcher die nördlichen Ost- und West-Alpen scheidet und welcher seit der Triaszeit Gebiete verschiedener Submersion getrennt hat.[3]) (Fig. 539. G, S, = Gams, Sax. Ch. = Chur. T = Tiefenkasten.)

Ebenso bedeutungsvoll ist im S. der Meran-Garda- oder Judicarien-Bruch, p. 496. Im W. dieses Bruches stehen die alten Gebilde in hohem Horizont an und treten weit gegen S. vor (s. Adamello), während die entsprechenden Gebilde im O. tief abgesunken sind. In Folge dessen erscheinen die östlichen Central-Alpen entsprechend abgeschnürt; in dem hiedurch gebildeten einspringenden Winkel stehen die mesozoischen Sedimente in grosser Mächtigkeit und Breite an, sie sind, wie v. Mojsisovics' grundlegende Arbeit zeigt, von zahl-

[1]) Parallel dem Rhonetal (als Fortsetzung des südlichen Genfersee-Ufers) verläuft der lebendige Längsbruch Oex-Saanen.

[2]) S. Heim: Beben der Schweiz.

[3]) S. Mojsisovics: Südtirol. Rheintal zwischen Chur u. Bodensee.

Digitized by Google

reichen Längs- und Querbrüchen durchsetzt, und zwar sitzen die einzelnen Teile (in der Regel) gegen das adriatische Senkungsfeld ab.[1]) Parallel dem Judicarien-Bruch verlaufen mehrere Querbrüche (Trient, Roveredo, Mt. Baldo) und diese Zone vicarirender Brüche ist wiederholt von Beben betroffen worden.[2]) Die Judicarien-Linie setzt nordwärts über den Brenner fort; dieser wichtige Verkehrsweg entspricht einem gewaltigen Grabenbruch.[3]) Ein anderer Querbruch ist in jüngster Zeit in Folge des Bebens von Belluno eingehend untersucht worden.[4])

Einige der bedeutendsten Brüche der O.-Alpen, welche

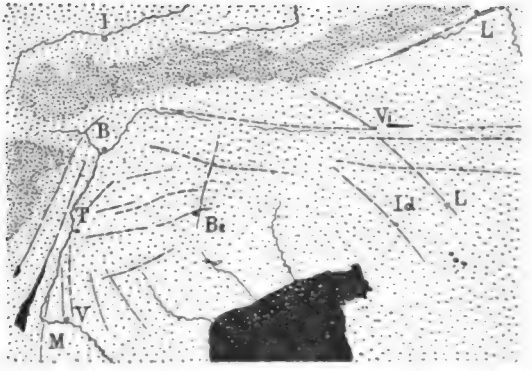


Fig. 542. B, T, V, M, Be = Bozen, Trient, Verona, Mantua, Belluno. L, Vi, Id, L = Leoben, Villach, Idria, Laibach.

zugleich mit den einzelnen Gebirgsketten gegen O. garbenförmig divergiren, sind aus dem Kärtchen Fig. 542 ersichtlich. Die Mur-Linie, deren tektonische und seismische Bedeutung Suess gezeigt hat, verläuft in der Richtung gegen die Karpaten und wird durch den grossen Querbruch, mit welchem die Alpen gegen die östliche Ebene abbrechen, ab-

[1]) Mojsisovics: Südtirol, p. 516. Suess: Erde, Vol. 1, p. 392.

[2]) Hoff: Beben von Mantua-Brixen. Pog., Vol. 18, p. 49.

[3]) Penck: Brenner. Z. d. ö. Alpenvereines, 1887.

[4]) Beben von Belluno, Bittner, Höfer: Sitz. Akad. Wien, 1873, 1874. Hörnes: Jb. geol. Reichs., 1878.

Digitized by Google

geschnitten. Auf diesem tiefen Querbruch liegen Thermen und haben sich wiederholt Beben ereignet. [1])

Der mittlere Teil der Bruchgarbe folgt dem Pustertal. Bei Villach tritt ein Parallelbruch hinzu, welcher über Klagenfurt verläuft. Weiter im S. folgt der Parallelbruch von Cilli. All' diese Linien zeichnen sich durch seismische Tätigkeit aus. [2]) Die dritte Dislocations-Zone, welche aus einer Reihe vicarirender Parallelbrüche besteht, beginnt bei Klausen mit dem Vilnöss-Bruch und dürfte in der durch seismische Tätigkeit ausgezeichneten Bruchzone von Friaul ihre Fortsetzung finden.

Diese Zone wird schräg gekreuzt von der SO. streichenden Dislocation, welche durch das südliche Krain zieht; sie findet ihre Fortsetzung in den z. T. bis in unsere Tage activen Dislocations-Zügen von Dalmatien. Durch die Kreuzung dieser zwei Dislocations-Systeme und durch das Hinzutreten von Querbrüchen wird die Tektonik des Gebietes sehr verwickelt. [3])

Häufigkeit der Beben. [4])

Eine bestimmte Dislocation wird mitunter oft nacheinander durch lange Zeiträume beansprucht, in anderen Fällen folgt nach einem Beben für den bez. Ort Ruhe für mehrere Jahrhunderte. Die heftigen Beben sind bald mit einem Mal für lange Zeit abgetan, bald wiederholen sich heftige Stösse

[1]) Suess: Beben von N.-Österreich, Sitz. Akad. Wien, 1873.

[2]) Höfer: Beben von Kärnten. Denkschr. Akad. Wien, 1880. Canaval: Beben von Gmünd cit.

[3]) Die namhaftesten SO.-Brüche sind: Laibach-Villach u. Adelsberg-Idria. Höfer: cit. Die Fortsetzung dieser Brüche bis an den Rhein, welche Höfer skizzirt, dürfte nicht gerechtfertigt sein. S. ferner: Wähner: Beben von Agram. Sitz. Akad. Wien, 1883, Vol. 88.

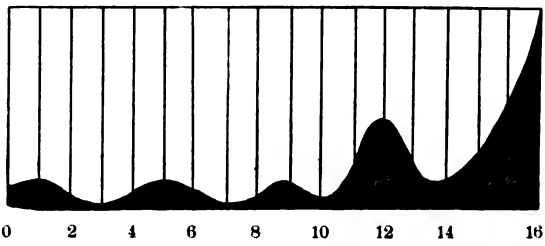
[4]) Viele Bebenberichte in Folge der Katastrofen von England und Lissabon bringen Gentleman's Mag. und Phil. Trans., 1750—1760. Beben-Chroniken von Francke, Bertrand, Hoff: Veränder. der Erde, Vol. 4 und 5. Perrey: Berichte in den Mem. Acad. Dijon seit 1847, Katalog bis Ende der 60er Jahre. Mallet: Brit. Assoc. Rep. (u. Trans.), 1858. C. Fuchs: Statistik seit Mitte der 60er Jahre in Tschermak's Min. Mit. u. Sitz. Akad. Wien, 1886.

Digitized by Google

in den folgenden Wochen oder Monaten, kurz es lässt sich keine Regel aufstellen. Für grössere Distrikte, z. B. einen ganzen Gebirgszug, gilt dasselbe; bald treten die Beben isolirt und ganz regellos auf, bald scheinen kurze, erregte Perioden mit längeren Ruhe-Perioden abzuwechseln. [1])

Die absolute Häufigkeit der Beben lässt sich für lange Zeiträume nicht constatiren, da die Nachrichten in älteren Epochen nur während Perioden hoher Kultur einigermassen zureichen, während die Aufzeichnungen in Zeiten der Kriege und der Verarmung stockten; überdiess wurde in älterer Zeit

Fig. 542a.



nur von den Beben, welche zufällig namhafte Städte beschädigten, Notiz genommen, wesshalb das alte Material für die vorliegende Frage wenig bietet. [2])

Wenn man die Häufigkeit in den Ländern, für welche seit älterer Zeit Bebenberichte vorliegen, untersucht, findet man, dass im Ganzen das 1., 5., 9., 12. und 18. Jahrhundert besonders erregt waren, während das 3., 7., 10. und 14. als

[1]) In Japan erfolgen in verschiedenen Gebieten durch einige Jahre heftige Beben, dann folgt wieder eine Ruhezeit von 50—100 Jahren (Naumann, Hattori cit., Milne, p. 244). Die grossen Bebenzeiten von Japan sind aus Folgendem ersichtlich:

Bebenzeit:	Zahl d. heft. Beben:	Bebenzeit:	Zahl d. heft. Beben:
827—36	6	1510—13	4
880—90	6	1645—50	5
1040—43	4	1662—64	5
1493—97	5	1853—56	4

[2]) Die Schweizer Beben-Chronik verzeichnet im Mittelalter pr. Jahrhundert nur wenige Beben, im 15. Jahrhundert 15, in den folgenden drei Jahrhunderten 90, 180, 460 Beben, in unserem Jahrhundert aber dürften wohl über 1000 Beben notirt werden.

Digitized by Google

auffallend stille Jahrhunderte zu bezeichnen sind, wie die Häufigkeits-Curve Fig. 542 a (Mallet) zeigt. Aus Fig. 542 b ersieht man die auffallende Häufung der Beben in den 50er Jahren des vorigen und in den 20er und 40er Jahren unseres Jahrhundertes. Derartigen universal terrestren Beben-Perioden dürften wohl kosmische Ursachen zu Grunde liegen,

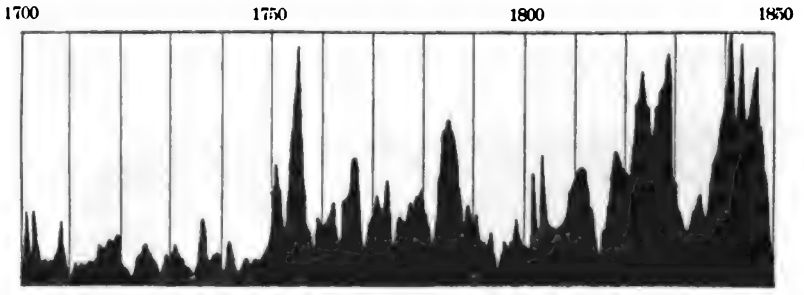


Fig. 542 b.

falls es sich nicht einfach um eine (auf der Unzulänglichkeit des Materiales beruhende) Täuschung handelt.

Die folgende Zusammenstellung zerstörender Beben [1]) zeigt, dass (in Folge besserer Berichte) immer höhere Zahlen erreicht werden; abgesehen hievon fallen aber doch auch bewegte und stille Jahrhunderte auf.

Jahrhundert.	Türkei und Kleinasien.	Italien und Inseln.	Frankreich, Niederlande.	Japan (Milne).
6.	27	3	6	1
7.	8	1	?	12
8.	12	2	?	11
9.	7	6	21	40
10.	5	3	2	17
11.	18	7	16	20
12.	23	18	12	18
13.	13	15	9	16
14.	8	20	21	19
15.	11	18	14	36
16.	22	32	61	17
17.	53	121	91	26
18.	124	438	237	31
19.	(220)	450	(240)	(32)

[1]) Milne: p. 240. Die im Rest des 19. Jahrhundertes wahrscheinlich noch zu gewärtigenden Beben sind eingerechnet.

Digitized by Google

Erst seit wenigen Decennien wird ein grosser Teil der namhaften Beben Europas und Amerikas verzeichnet und einzelne hochkultivirte Länder beginnen auch bereits die unbedeutenderen Erschütterungen zu notiren. Gebiete wie die Schweiz zählen jährlich an 100 Beben, die vulkanische Zone Tokio-Kamaishi, Japan, hat beiläufig jeden zweiten Tag ein Beben aufzuweisen. [1])

Wo man ein Netz von Beobachtungs-Stationen über ein Gebiet zieht, gelangt man zur Überzeugung, dass die Beben

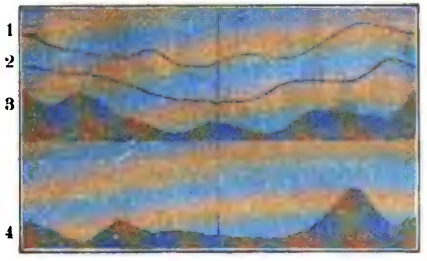


Fig. 543.

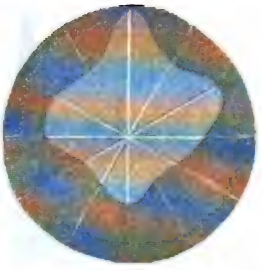


Fig. 543a.

in Gebieten junger Gebirgsbildung eine gemeine Erscheinung sind, ja die empfindlichen Instrumente liefern den Nachweis, dass für gewisse Landstriche eine unterbrochene Bewegung die Regel ist, während vollkommene Ruhe nur ausnahmsweise herrscht.

Während die Nachrichten über die absolute Häufigkeit der Beben wenig verwertbare Daten liefern, ergibt die Untersuchung über die relative Häufigkeit der Beben brauchbare Resultate.

Zunächst fällt der Einfluss der Jahreszeit auf. Schon bei den Alten treffen wir die Behauptung, dass die meisten Beben auf Frühjahr und Herbst fallen. [2]) Seit Kant ist die Frage auf Grund der Beben-Chroniken eingehender studiert und nachgewiesen worden, dass die Beben im Herbst und Winter unserer Hemisfäre dominiren. [3])

[1]) Heim: Beben der Schweiz, 1881, Gäa 19, p. 248. Milne: Trs. Seism. Soc. Japan, 1882, p. 30, Nature, 1885, Vol. 31, p. 417.

[2]) Aristoteles: Meteor. II., Kap. 8. Plinus: II., Kap. 79.

[3]) Kant: Fys. Geogr. ed. Schubart, 1756, p. 273. Spallanzan

Digitized by Google

Die folgenden Curven (Fig. 543) zeigen die Häufigkeit nach Monaten, und zwar 1. Curve für 3250 europäische Beben nach Perrey; 2. Curve von 1230 Schweizer Beben nach Volger; 3. Curve aller terrestren Beben für den Zeitraum 1872—1876 nach Fuchs; 4. Curve für 120 Beben der S.-Hemisfäre nach Mallet. [1]) (Der Raum von rechts nach links entspricht der Zeit eines Jahres von Januar bis December.) Fig. 543 a stellt die Curve 3 in einer anderen Art dar; die Häufigkeit wird auf die Radien aufgetragen, welche, vom Zenith gegen rechts gezählt, den Monaten entsprechen.

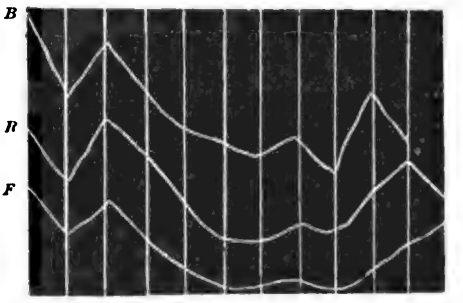


Fig. 543 b.

In analoger Weise fällt auch das Maximum der Tremors in den Winter unserer Hemisfäre, wie Fig. 543 b zeigt (Curven der Tremor-Häufigkeit nach Bertelli. December 1874 bis December 1875. *B*, *R*, *F* = Bologna, Rom, Florenz).

Perrey reducirt die Bebenhäufigkeit für die verschiedenen Länder auf 1 pro Quartal (4 pro Jahr) und erhält die folgenden Zahlen:

Land:	Winter:	Frühling:	Sommer:	Herbst:
Britannien	1·0	0·8	1·0	1·2
Frankreich, Belgien	1·2	0·8	0·8	1·1
Spanien	1·1	0·8	0·9	1·2
Italien	1·2	1·0	0·9	0·9
Europa	1·2	0·9	0·9	1·0
Kleinasien etc.	1·3	0·7	1·1	0·9
Verein. Staaten	1·2	0·5	1·0	1·3

Viaggi, Kap. 21. Fischer: Gesch. Fysik IV, p. 364. Humboldt: Die meisten Beben fallen nach dem Äquinoctium. Merian: Beben von Basel, 1843: $^3/_5$ aller Schweizer Beben fallen auf das Herbst-Winter-Semester. Hoff: $^4/_5$ der binnen 9 Jahren in Mitteleuropa stattgehabten Beben fallen auf Herbst und Winter. Naumann: Geogn., 1850, I., p. 174, 213. Perrey, Mallet, Schmidt, Falb, Günther (Geofysik).

[1]) Curven-Tabellen in Toula: Erdbeben, p. 288.

Digitized by Google

Schmidt verzeichnet in seiner allgemeinen Bebenstatistik die folgenden Zahlen: [1])

November, December . . .	3827	Mai, Juni	3334
Jänner, Februar	3961	Juli, August	3395
März, April	3800	September, October . . .	3765

Milne notirt in Japan für die Jahre 1883, 1884 = 387 Beben, wovon 278 auf den Winter (200 auf die Monate Jänner bis März) fallen. Überdiess ist die Intensität der Winterbeben im beobachteten Gebiete durchschnittlich 3·5 Mal so bedeutend als jene der Sommerbeben. [2])

Das Maximum fällt also durchgehends in den Winter der N.-Hemistäre (November-Februar), das Minimum in den Sommer (Juni, August). Aus dem Vergleich mit Volgers Curve entnimmt man, dass das Resultat der localen Statistik nicht wesentlich abweicht von jenem der generellen Statistik. Es müssen also offenbar allgemeine Ursachen bestehen, welche die Beben zu einer gewissen Jahreszeit begünstigen.

Kosmische Ursachen der Beben.

Seit ältester Zeit ist der Constellation, d. i. der Beziehung der Gestirne zur Erde eine Bedeutung beigelegt worden, und zwar wurde dieser Einfluss zunächst als ein übernatürlicher, magischer aufgefasst, während später die Gravitation als Agens bezeichnet wird. Die Chaldäer und die Astrologen des Mittelalters glaubten an einen magischen Einfluss der Gestirne auf die Beben. Aristoteles, Plinius behaupten, die meisten Beben träten im Frühjahr und Herbst und während der Sonnen- und Mond-Finsternisse ein; die statistischen Zusammenstellungen unserer Zeit haben, wie erwähnt, den Winter der N.-Hemisfäre als bebenreich nachgewiesen. Diess wurde zunächst als empirisches Resultat gewonnen, später erst wurde

[1]) Schmidt: Beben und Vulk., 1881, Vol. 2, p. 20.

[2]) Milne: Trs. Seismol. soc. Japan, 1885, und Nature, 1885, Vol. 31, p. 417.

Digitized by Google

der causale Zusammenhang zwischen Beben und Constellation erkannt. [1])

Herschel äussert sich diessbezüglich: die Zugkräfte von Sonne und Mond könnten wohl nicht Ebbe und Flut in der starren Erdkruste erregen, doch erzeugten sie das Bestreben zu solchen Bewegungen (Volc. § 57). Hopkins' Ausführungen über die Starrheit der Erde haben aber gezeigt, dass die Erdfeste in der Tat unter dem Einflusse der Anziehung von Sonne und Mond relative Massenbewegungen ausführt und hierin liegt offenbar die Erklärung für die Abhängigkeit der Beben von der Constellation.

Der massgebende Einfluss des Mondes wurde von den Alten geahnt und mehrfach kommen die Schriftsteller, insbesondere des 18. Jahrhundertes, [2]) auf diese Beziehung zu sprechen. Aber erst Kant fasste den causalen Zusammenhang tiefer, indem er behauptet, der Mond reize die Feuermaterie im Inneren unseres Planeten. [3])

Wie er einerseits nachweist, dass der Mond in Folge der Erdanziehung eine Intumescenz erlitten habe, behauptet er anderseits auch eine Einwirkung des Mondes auf die Eruptions-Fänomene der Erde.

Unzer wirft die einschlägige Frage auf: wenn die Mondanziehung Bewegungen im Meere erzeugt, warum sollte sie nicht auch die feste Erdkruste beeinflussen und erschüttern? Er führt viele Fälle von Coincidenz der Beben mit den Mondfasen auf. [4]) Deluc meint, dass der Mond wohl geeignet sein dürfte, nicht nur im Flüssigen, sondern auch in der festen Erde Wellen zu werfen; [5]) Ampère und Belli meinen, dass

---

[1]) Knot (Nature, 1885, Vol. 32, p. 299) weist darauf hin, dass Winter- und Sommer-Barometerstand im Land- und Seegebiete verschieden sind und sucht die Winter-Frequenz der Beben hiervon abzuleiten.

[2]) Cocks (cit. in Milne, p. 290) bemerkt in seinem Tagebuch 1618, dass die Beben gemeiniglich zur Zeit der Flut eintreffen. Baglivius behauptet 1703 die Abhängigkeit der Beben vom Mond.

[3]) Kant: Fys. Geografie ed. Schubert, 1756, p. 273.

[4]) Unzer: Untersuchung Struktur der Erde, 1768, p. 301, 394. Auch Toaldo behauptet den Einfluss des Mondes. Saggio meteor., 1770.

[5]) Deluc: Deutsche Übers., p. 163. Belli: Atti soc. sc. nat., Vol. 4, p. 539. Desgl. Edmonds Trs. geol. soc. Cornwall, 1846.

Digitized by Google

der flüssige Erdkern unter dem Einflusse der Mondanziehung Flutwellen werfe.

Wie es scheint, wurden die meisten dieser Anschauungen und Schlüsse von den einzelnen Forschern selbstständig gewonnen, sie wurden vergessen und immer wieder musste der Gedanke neu gedacht werden. Unserem Geschlechte gilt Perrey als der Begründer der besagten Anschauung. Er findet, dass die Beben häufiger sind in der Erdnähe als in der Erdferne des Mondes und dass die Beben besonders lebhaft auftreten, wenn die bez. Punkte der Erdkruste von der Mond-Anziehung intensiv getroffen werden. Besonders heftige Beben treten ein, wenn der Mond in gerader Linie zwischen Sonne und Erde steht, die Gravitations-Wirkungen sich also summiren. Falb zeigt, dass die Beben manchmal vor dem Maximum der lunaren Einwirkung eintreten, mitunter aber auch beträchtlich später.[1]) Die letztere Erscheinung erklärt sich aus dem Umstande, dass die Entstehung der Rupturen eine längere Zeit erfordert.

Schmidt findet für eine grosse Reihe von Beben eine nennenswerte Beeinflussung durch den Mond, doch hat die Mondstellung nach diesem Autor lange nicht jene Bedeutung, welche ihr von anderen beigemessen wird.[2]) Schmidt findet, dass 1. mehr Beben in der Erdnähe des Mondes stattfinden als in der Erdferne; 2. dass ein Beben-Maximum nach dem Neumond (und ein zweites unbedeutenderes am achten Tag darnach) platzgreift.[3])

Die Rupturen treten vorwiegend in der Sonnen- und Mondnähe ein; am intensivsten, wenn beide Körper mit der Erde in einer Linie stehen.

Ampère, Perrey, Falb u. a. stellen sich vor, das flüssige

---

[1]) Perrey: Instit., 1858 C. R., Vol. 36, p. 537, 1854, Vol. 38, p. 1038. Perrey: Tremblements, 1863. Falb: Erdbeben, 1869, p. 45, 51.

[2]) Schmidt: Vulk. und Beben, 1875 und 1881, Vol. 2, p. 13, 18.

[3]) Schmidt (cit. p. 18) bemerkt, dass Perrey die astronomische Basis, auf welche er sich stützt, weder erwähnt noch kritisirt. Bodes Efemeriden, welche die Fasen seit 1776 notiren, sind durch Druckfehler entstellt; Schmidt beschränkt sich aus diesem Grunde auf die Beben der letzten Decennien (1842—1873).

Digitized by Google

Erd-Innere werde durch den Mond erregt und seine Wellen schlügen gegen die feste Kruste. Ich behaupte dagegen, dass der ganze Erdball zwar starr, doch nachgiebig ist: nicht bloss das Meer, sondern auch die Erdfeste wirft unter dem Einflusse der Anziehung von Sonne und Mond wandernde Wellen.[1]) Bestehende Spannungen (insb. in Gebieten der Gebirgsbildung), welche sich früher oder später jedenfalls von selbst auslösen würden, werden, auch wenn sie noch nicht reif sind, durch das Übergewicht, welches die kosmischen Agentien in die Wagschale werfen, ausgelöst.

An sich würden die verschiedenen Spannungen successive ausgelöst nach dem Grade ihrer Reife. Geht aber die aufrüttelnde Flutwelle über die gespannten Districte, so werden begreiflicher Weise gleichzeitig die reifen und die halbreifen Spannungen ausgelöst. Die Sonnen-Nähe als solche bedingt eine grössere Häufigkeit der Beben während der bez. Jahreszeit, die Mondstellung hingegen wirkt zeitlich beschränkt und intensiv und löst demgemäss (insb. wenn sie durch die Sonnenstellung unterstützt wird) während eines kurzen Zeitraumes Spannungen in verschiedenen Gebieten der Erde aus (Beben-Epidemien, Simultan-Beben).

Wie schon Perrey's Untersuchungen zeigen, ist übrigens der Einfluss des Mondes auf die Frequenz der Beben lange nicht so bedeutend, wie in neuerer Zeit wiederholt behauptet wurde. Perrey zeigt, dass von den Beben der N.-Hemisfäre, welche zwischen 1843 und 1872 sich ereigneten, 3290 im Perigee und 3000 im Apogee stattfanden. 8800 Beben fallen auf die Syzigien, 8400 auf die Quadraturen. In jedem Fall handelt es sich nur um eine Zunahme von 5—10%, welche durch die Einwirkung kosmischer Agentien bedingt sein dürfte. Faye, Milne u. a. Forscher sind geneigt, den Einfluss des Mondes sehr gering zu veranschlagen oder ganz zu negiren.[2])

[1]) Reyer: Bewegung im Festen, Jb. geol. Reichs, 1880, p. 552.

[2]) Faye: Geol. Mag., 1883, p. 550. Milne: Trs. Seism. Japan, 1884, und Nature, 1885, Vol. 31, p. 417.

Digitized by Google

Simultan-Beben.

Der Vergleich der nachgewiesenen Dislocationen eines Gebirges mit den beobachteten Stosspunkten zeigt, dass die letzteren oft verschiedenen Brüchen angehören. Diess gilt z. B. für das Beben Brixen-Trient-Mantua, welches nicht einer Dislocation folgte, sondern auf mehreren parallel streichenden, vicarirenden Brüchen (auf einer Bruchzone) zur Auslösung kam. Verbindet man diese drei Punkte, so fallen sie allerdings zufällig in eine Linie, diese hat aber keine tektonische Bedeutung (s. Fig. 542).

Mehrere südamerikanische Beben (Chili-Peru) betrafen Strecken von 20 Tagmärschen (1000 *km*); auch in diesen Fällen hat man es wohl nicht mit einfachen Longitudinal-Verwerfungen zu tun, sondern mit Systemen von Verwerfungen (Verwerfungs-Zügen), in welchen zu gleicher Zeit Spannungen ausgelöst wurden.

Während diese Typen von Simultan-Beben unter den Begriff der Quer-, bez. Längsbeben fallen, halten sich die Beben in anderen Fällen an Dislocationen von verschiedenem Karakter: 1690 wurde Villach, die Mürzlinie und Wien zugleich erschüttert. Man könnte auch in diesem Falle die erschütterten Punkte durch eine Linie verbinden; doch hätte diess Vorgehen keinen tektonischen Sinn, da die Punkte in Wirklichkeit auf zwei Längs- und einem Querbruch liegen. Das bez. Beben war allerdings ein lineares, fällt aber durchaus nicht unter den Begriff des Longitudinal-Bebens; man könnte es als lineares Simultan-Beben bezeichnen.

Grössere Verwicklungen liegen vor, wenn ein Beben eine namhafte, unregelmässig begrenzte Fläche innerhalb eines Gebirgs-Systemes beherrscht.[1])

Heim meint, dass in solchen Fällen eine grosse Partie der Erdkruste dislocirt werde, doch scheint mir eine solche Deutung unzulässig, da ja unter einer ausgedehnten Scholle niemals ein Hohlraum bestehen kann, welcher das Absitzen

[1]) Beben von Agram 1880 (Wähner: cit.). Heim: Schweizer Beben, 1881, vgl. die Übersichtskarte von Toula in d. Mitt. d. naturw. Vereines, Vol. 21.

Digitized by Google

der ganzen Scholle ermöglichte und weil Vertikal-Spannungen in grossen Gebieten der Erdkruste gleichfalls nicht existiren können (s. Kap.: Verwerfung). Jede grössere Partie der Erdkruste wird sich dem Magma vielmehr plastisch accommodiren und Spannungen können nur entstehen auf der Grenze zwischen Gebieten von verschiedener Massenbewegung (etwa zwischen einer stabilen und einer sinkenden Scholle). Ich möchte desshalb meinen, dass in den angeführten Fällen entweder ein ganzes Netz von Spannungen (in verschiedenen Dislocations-Flächen) ausgelöst wurde oder dass eine gleitende Bewegung des bez. Schicht-Complexes sich vollzog. Im zweiten Falle aber dürfte sich der gleitende Schub gemeiniglich combiniren mit Auslösungen auf zahlreichen Rupturen im bez. Schicht-Complex. Endlich kommt es vor, dass ein Beben im Grundgebirg Spannungen in benachbarten Gebieten, insb. namhafte Dislocationen in labilen Alluvien, auslöst.[1])

Während in den angeführten Fällen ein verwickeltes Dislocations-Netz in einer tektonischen Einheit tätig ist, beherrschen gewisse Simultan-Beben von namhafter Ausdehnung Gebiete, welche tektonisch miteinander in keinem Zusammenhang stehen.

Beispiele: Im ersten Jahre des zweiten punischen Krieges wurde die unerhörte Zahl von 57 Beben nach Rom gemeldet; es ist wohl wahrscheinlich, dass ein Teil dieser Beben simultan war. Bei Christi Tod wurde Kleinasien und ein Teil von Europa von Beben betroffen. 1349 wurden Baiern, Kärnten, Krain, Kroatien, Dalmatien und der nördliche Apennin zugleich erschüttert, 1728 das westliche Deutschland, die Schweiz, Mittel- und Unter-Italien. Das Beben von Lissabon, 1755, beherrschte Portugal, Spanien, Frankreich, Italien, das westliche Deutschland und N.-Afrika; die Bebenwelle ging über den atlantischen Ocean; im Ganzen wurde etwa 8% der Erdoberfläche betroffen. Die dislocirten Gebiete erlitten durch Monate Nachwehen.[2])

[1]) Beben und Massen-Bewegungen der Mississippi-Alluvien in Folge der Beben im östlichen N.-Amerika, 1811, etc.

[2]) Die Haupt-Katastrofe trat am 1. Nov. ein, am 9. Dec. wurden

Digitized by Google

In diesen Fällen ist die Unabhängigkeit der einzelnen Bebengebiete unbestreitbar, da zwischen den erschütterten Gebieten namhafte ruhige Districte sich einschalten. Man kann sich nicht vorstellen, dass eine einheitliche Spannung so weit entfernte, tektonisch selbständige, ja z. T. vollständig isolirte Gebiete beherrschen könnte. Vielmehr muss man unter diesen Umständen wohl annehmen, dass die an sich selbständigen Spannungen der verschiedenen Gebiete durch kosmische Agentien gleichzeitig ausgelöst wurden.

Ich möchte diese Überlegung auch auf andere Fälle ausdehnen, in welchen Simultan-Beben tektonisch selbständige, jedoch benachbarte Gebiete in der Weise erschüttern, dass das Schüttergebiet in der Tat eine einheitliche Fläche darstellt. Suess verzeichnet mehrere Beben dieses Typus (welche die Alpen und das böhmische Massif, anderseits Ungarn, die Karpaten und Schlesien gleichzeitig betroffen haben) und spricht die Ansicht aus, dass die Ursache derartiger Erschütterungen eine gemeinsame sei. [1])

Ich denke in diesen Fällen an eine gemeinsame kosmische Ursache, durch welche verschiedene Spannungen in tektonisch selbständigen Gebieten ausgelöst wurden. Man könnte allerdings denken, dass die Gleichgewichtslagen der Tiefe in der Art alterirt werden, dass Rupturen entstehen, welche sich um die alte Anordnung der einzelnen Schollen nicht kümmern, sondern dieselbe durchbrechen. Ein solcher Vorgang ist gewiss möglich, aber nicht wahrscheinlich, da so gewaltige Rupturen gemeiniglich alt sind und demgemäss auch geologisch nachweisbar sein müssen, was jedoch in den angezogenen Fällen nicht zutrifft.

Es ist desshalb wahrscheinlich, dass den meisten Simultan-Beben keine tiefe, einheitliche tektonische Störung zu Grunde liegt, sondern dass es sich einfach um gleichzeitige Auslösung

abermals Spanien, Frankreich, die Schweiz, Ober-Italien und W.-Deutschland betroffen. Bis Ende Dec. hielten die Beben in Portugal an, 26. Dec. Beben in den Rheinlanden, Febr. 1756 Beben in Portugal und den Rheinlanden. Kant: Gesch. d. Bebens von 1755 (1756). Parrot: Fysik d. Erde, p. 289. Hoff u. a.

[1]) Suess: Erde, I., p. 105, 109.

Digitized by Google

selbständiger Spannungen durch kosmische Agentien handelt. Die Untersuchung, ob in den bez. Fällen wirklich eine disponirende Constellation herrschte, ist zur Lösung der Frage erforderlich.

Es wäre jedoch gefehlt, wollte man alle Simultan-Beben auf kosmische Einwirkungen zurückführen; manche gleichzeitige Beben treten gewiss ein, ohne dass eine disponirende Constellation bestünde. Es können eben in verschiedenen Gebieten zu gleicher Zeit Spannungen reif werden, deren gleichzeitige Auslösung nur zufällig ist und keinen tieferen Grund hat. In anderen Fällen aber dürften Simultan-Beben gleichfalls unabhängig von kosmischen Agentien durch gegenseitige Auslösung verursacht sein: Kommt ein Beben aus ein oder dem andern Grund zur Auslösung, so werden dessen Wellen, sobald sie Gebiete mit halbreifen Spannungen erreichen, unter Umständen diese Spannungen auslösen.

Ergebniss. — Wir haben gesehen, dass die meisten Beben durch Dislocationen bewirkt werden. Die bez. Spannungen werden durch terrestre Vorgänge erzeugt. Die verschiedenen Arten der Verwerfung, sowie die gleitenden Verschiebungen einzelner Schichtsysteme liegen (bald für sich, bald in Combination) den Beben zu Grunde. Ein Teil der Brüche, sowie das Gleiten ist oberflächlich (rupturelle Bewegung eines Faltgebirges), während andere Brüche tief niedergehen und offenbar die ganze Erdkruste durchsetzen. Die letzteren zeichnen sich oft durch unregelmässig bogenförmigen Verlauf aus (periferische Brüche, Eruptions-Gänge). Ein grosser Teil der intensiven Beben, welche die steile Bruchzone der Gebirge beherrschen, gehört diesem Typus an.

Für das seismische Ergebniss hat der Unterschied von seichten und tiefen Brüchen wenig Bedeutung, da es doch nur darauf ankommt, ob die oberste Zone des bez. Complexes vehement bewegt wird. Viele tiefe Dislocationen werden gewiss an der Oberfläche gar nicht verspürt, während umgekehrt relativ unbedeutende seichte Brüche intensive Wirkungen haben können.

Bei den tiefen Brüchen dürfte bez. der vorliegenden

Digitized by Google

Frage massgebend sein, ob sie in einer Geosynklinale oder in einer Antiklinale liegen. In letzterem Fall ist die Pressung in den oberen Gebieten geringer und in der Tiefe kann plastische Umformung platzgreifen, woraus ich schliessen möchte, dass die Dislocationen nicht intensiv sein werden; in der Synklinale dagegen ist die Pressung in den oberen Teilen namhaft, daher die bez. Dislocationen an der Oberfläche intensive Wirkungen hervorbringen müssen. Die Stärke der Beben in den Einbruchs- und Eruptiv-Gebieten dürfte sich aus diesem Verhalten erklären.

Insbesondere werden die Landstriche, welche zwischen Hebungs- und Senkungs-Gebieten liegen, von häufigen und intensiven Dislocationen und Beben betroffen.

Mögen die bez. Spannungen seicht sein oder einen tiefen Sitz haben, auf jeden Fall lösen sie sich schliesslich automatisch aus; sobald dieselben reif sind, tritt die von Beben begleitete Massenbewegung ein. Es greifen aber auch kosmisch Agentien ein; die grössere Häufigkeit der Beben während des Winters der N.-Hemisfäre und das Zusammentreffen vieler namhafter Beben mit den Mondfasen wird durch die Constellation bedingt.

Gleichzeitige Beben in entfernten Gebieten (Simultan-Beben) werden z. T. durch die Welle eines Bebens, z. T. durch die kosmische Flutwelle ausgelöst. Stehen Sonne, Mond und Erde in einer Linie, so cumuliren sich die Wirkungen und es entstehen, wie im Meere so auch in der Erdfeste Springflutwellen, welche insb. im Fall der Sonnen- und Mondnähe unseres Planeten intensive und ausgebreitete Simultan-Beben veranlassen können.

Der Seismologe wird in jedem Fall nicht nur die Tektonik des bez. Gebietes, sondern auch die kosmischen Einflüsse berücksichtigen müssen.

Allseitig wertvolle Resultate werden wir erst erwarten dürfen, wenn die zu untersuchenden Gebiete gleichmässige Beobachtungs-Netze mit guten Instrumenten besitzen.

Die Beben-Prognose hat einigen Wert, wenn sie sich auf derartige Prämissen stützt. Man wird dann aussagen können, dass die lebendigen Brüche eines bestimmten Ge-

Digitized by Google

bietes kurze Zeit vor oder nach Eintritt der kosmischen Flutwelle (insb. kurz nach Springflut), sowie bei starken Barometer-Schwankungen besonders gefährdet sind und die Bevölkerung mag

1. während der gefährlichen Zeit campiren;

2. in Gebieten, welche oft durch heftige Beben betroffen werden, soll die Bevölkerung veranlasst werden, nur niedere Holzhäuser von labiler, doch zäher Struktur zu errichten. Beide Vorsichts-Massregeln werden in einigen durch Beben häufig gefährdeten Gebieten mit Erfolg angewendet.

3. Sollen in Gebieten grosser Störung Alarm-Stationen errichtet werden, welche jede grössere Bewegung telegrafisch in die benachbarten Ortschaften melden. Da dem Hauptstoss meist kleine Erschütterungen vorangehen und der Stoss nur einige 100 *m* pr. Secunde wandert, können die Leute in mässiger Entfernung vom Schüttergebiet leicht (etwa mittelst eines elektrisch auszulösenden Schusses) einige Minuten vor Eintritt der Katastrofe gewarnt und so gerettet werden. [1])

4. Tremors und elektrische Fänomene werden in den Beobachtungs-Stationen notirt und werden unter Umständen als Vorläufer und Warner einige Bedeutung gewinnen.

Sanguiniker werden diesen Massregeln einen zu grossen Wert beilegen. In der Tat dürfte, sobald diese Massregeln genommen sind, eine übermässige Furchtsamkeit die Gemüter beherrschen. Nachdem man sich aber durch Jahre an unnötige Alarme gewöhnt, wird man die Wohltaten der Alarmirung und die Leistungen der Wissenschaft ebenso unterschätzen, wie man sie vordem überschätzt hatte. Die Leiter der bez. Observatorien werden von Anfang an sich möglichst ruhig und objectiv zu verhalten haben. Nichts ist leichter, als eine erregte urteilslose Masse durch Profezeihung zu alarmiren, aber die Gefahr, in der Folge als falscher Profet geringegeschätzt zu werden, liegt ebenso nahe.

[1]) Milne: Earthquakes, 1886, p. 304.

Digitized by Google

Diese Bemerkungen gelten für die eigentlichen Bebenländer mit lebendigen Dislocationen. In den europäischen Kulturländern aber sollten zum mindesten in Gebieten, welche häufiger dislocirt werden (insb. in den Gebirgen), Beobachtungs-Stationen errichtet werden, welche durch Einführung derselben Instrumente einheitliche, vergleichbare Daten gäben. Diese Observatorien liessen sich, wenn man dieselben mit den meteorologischen Stationen und Schulen verbindet, ohne grosse Kosten erhalten und würden einige praktische, vor allem aber gute theoretische Resultate liefern.

Digitized by Google

SENKUNGSFELDER, GEBIRGSBILDUNG, NIVO-ÄNDERUNGEN.

Digitized by Google

Digitized by Google

VII. Grabenbrüche und Talbildung.

Nachdem ich die Elemente der Umformung der Erdkruste, sowie die durch diese Bewegungen bedingten Fänomene der Beben besprochen, gehe ich zur Untersuchung jener Relief-Verhältnisse über, welche durch die Umformung der Erdkruste bedingt werden.

Bisher war es bei Geologen und Geografen üblich, die Gebirgs-, d. i. die positiven Reliefformen als die bestimmenden Bildungen zu betrachten, während Suess die Bedeutung der negativen Bewegungen und die genetische und tektonische Wichtigkeit des negativen Reliefs hervorhebt. Wenn ich auch nicht die Ansicht teile, dass die Schollenhebung gar keine Bedeutung habe, so erscheint sie mir doch den grossen Senkungs-Vorgängen gegenüber untergeordnet und ich bespreche demgemäss im Folgenden zuerst die Bildung der Senkungsfelder und deren Ausfüllung durch sedimentäre und eruptive Bildungen. Zunächst betrachte ich die kleinen Typen der Bruchfelder:

Wird die Erdkruste von Brüchen durchsetzt, so senken sich häufig einzelne Streifen oder Schollen. Hat das bez. Gebiet eine ausgezeichnet longitudinale Erstreckung, so wird dasselbe als Grabenbruch bezeichnet; viele Klammen, Klausen und Täler folgen derartigen Brüchen.[1])

Oft sind die Seitenwände des Bruchgebietes stabil und dann tritt der Grabenbruch im Relief und in der geologischen Karte gemeiniglich klar hervor. In anderen Fällen brechen die Wandgesteine nach und füllen die Senkung. Liegt ein

[1]) Gümbel: Bair. Alpen, 1861, p. 856. Rütimeyer: Tal- und Seebildung, 1869. Kinahan: Valleys, 1875, p. 88 f. Rothpletz: Z. geol. Ges., 1883, p. 173. Löw: Talbildung, 1884.

Digitized by Google

zum Gleiten disponirtes Gebilde zur Seite des Bruchgebietes, so schieben die bez. Massen vor, bis sie auf ein Widerlager stossen; mitunter vollzieht sich auch eine Gleitfaltung.

In beiden Fällen rückt ein fremdes Gebilde über die scharf verlaufende Verwerfung hinüber und es wird hiedurch der ursprüngliche Verlauf der Verwerfung streckenweise verhüllt.[1]) Fig. 544 veranschaulicht das Vergleiten einer Masse in das Bruchtal.

Da die Brüche meist entweder dem Streichen des Gebirges folgen oder dasselbe durchqueren, entstehen Längs- und Querbruchtäler. Die durch Brüche bedingten Täler des Jura und der Alpen bieten gute Beispiele.[2])

Da der Grund der Grabenbrüche ursprünglich uneben ist, begreift es sich, dass sich in den Grabenbrüchen häufig Seen bilden. Erst lange Zeit, nachdem die Brüche zum Stillstand gelangt sind, gelingt es der Erosion, die Unebenheiten endgiltig durch Aufschüttung auszugleichen. Die Seen verlanden und der Grabenbruch wird zu einem continuirlichen Flusstal umgewandelt.

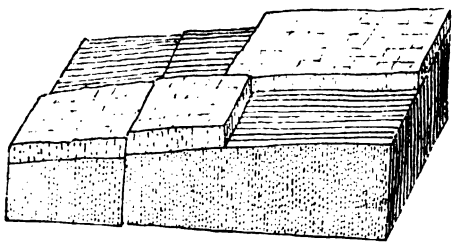


Fig. 544.

Einige der auffälligsten Brüche der Alpen wurden sub Beben besprochen (s. Fig. 539, 542). Viele derselben sind als Grabenbrüche ausgebildet und treten im Relief als Täler (mit oder ohne Seen) auffallend hervor.

Kaufmann betont, dass die Weite vieler Täler in keinem Verhältnisse zu den bestehenden Factoren der Erosion stehe und dass man schon auf Grund dieser Beobachtung annehmen müsse, dass die Depression nicht durch Erosion, sondern durch

[1]) Die auffallenden ausspringenden Winkel, welche die Verwerfungen in den geologischen Karten mitunter aufweisen, dürften in manchen Fällen hiedurch bedingt sein.

[2]) Thurmann: Jura. Jaccard: Jura Vaud., Beitr. Geol. Schweiz, 1869, Vol. 6, p. 277. Mösch: Jura, Beitr. Geol. Schweiz, Vol. 10.

Digitized by Google

Fig. 545. 1 = Krystallin, 2 = Silur, 3 = Devon, 4 = Carbon, 5 = Term, 6 = Trias, 7 = Jura, 8 = Kreide, 9 = Terziär, 10 = Vulkanisch. M, K, Mz, B = Mastricht, Köln, Mainz, Basel.

Digitized by Google

Verwerfung verursacht sei. Der Zuger See, die Luzerner Bucht, der Egeri-See u. a. entsprechen Spaltsystemen und Grabenbrüchen.[1])

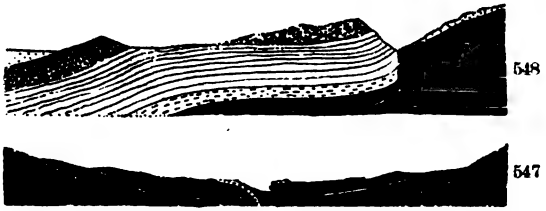
Grabenbruch des Rheintales (Fig. 545).

Fig. 546 zeigt die Lagerung im Gebiete des Rheintales (nach Lepsius, fünffache Überhöhung, Grundgebirge dunkel, Trias hell, Jura schwarz, Terziär und Recent punktirt). Fig. 547

Fig. 546.

veranschaulicht die Verhältnisse bei Heidelberg (Grundgebirge dunkel punktirt, Trias dunkel schraffirt, centrale Mulde = Jura — nach Fraas). Fig. 548 zeigt die Schleppung und Niederneigung des auf der (dunklen) Trias auflagernden (hellen) Jura-Complexes.[2])

Zu beiden Seiten stehen die alten Bildungen des Schwarzwald und der Vogesen in hohem Horizonte an. Sie bildeten



548

547

ursprünglich eine Einheit. Der Grabenbruch hat die Hochscholle mitten durchbrochen, im Senkungsfeld aber wurden junge Sedimente abgelagert, bei Freiburg kamen im Bruchtal Eruptivmassen zur Förderung.

---

[1]) Kaufmann: Beitr. Geol. Schweiz, 1872, Vol. 11, p. 441, 453, 460.

[2]) Deffner-Fraas: Jura-Versenkung (bei Heidelberg), Jb. Min., 1859. Lepsius: Geol. Deutschland, 1887.

Digitized by Google

Grabenbruch Libanon-Jordan,[1]) Norwegen.

Bis zum Schluss des Eozän war das ganze Gebiet (mit Ausnahme des Sinai-Gebietes und S.-Arabiens) vom Meer bedeckt. Kreide und Eozän besitzen eine Mächtigkeit von mindestens 1000 *m*. Zur Miozän-Zeit wird das Gebiet trocken gelegt; in jene Zeit fällt auch die Bildung des Libanon und

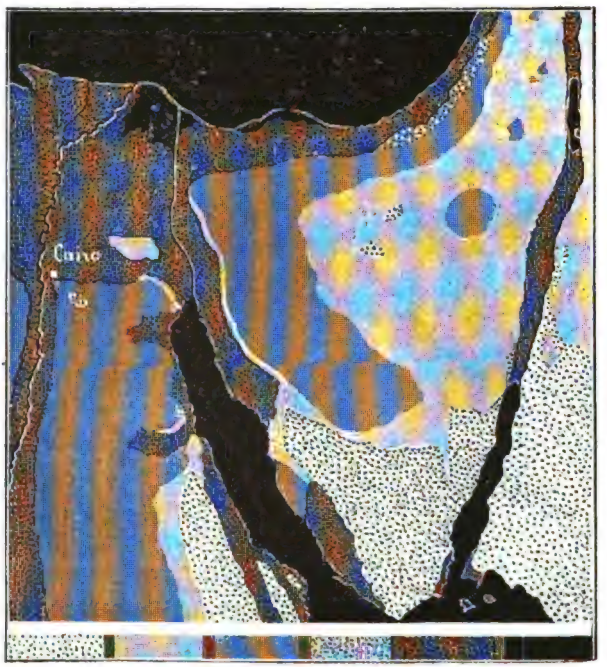


Fig. 550. 1 = alte Gesteine, 2 = Kreide, 3, 4 = eozäner Kalk und Kalk-Sandstein, 5 = junge Sedimente, 6 = Meer.

der in die streichende Fortsetzung dieses Gebirges fallende Jordan-Grabenbruch, in dessen südliches Ende das rote Meer eingreift (Golf von Akaba). Die Länge des Bruches beträgt über 400 *km* (8 Tagmärsche).

Der Grabenbruch ist, wie Fig. 551 b zeigt, mit einer Verwerfung verbunden, der westliche Flügel ist abgesunken.

[1]) Lartet: Mer morte. Hull: Nature, 1883, Vol. 27, p. 520. Hull: Geol. of Arabia, 1886, p. 7, 103 f.

Digitized by Google

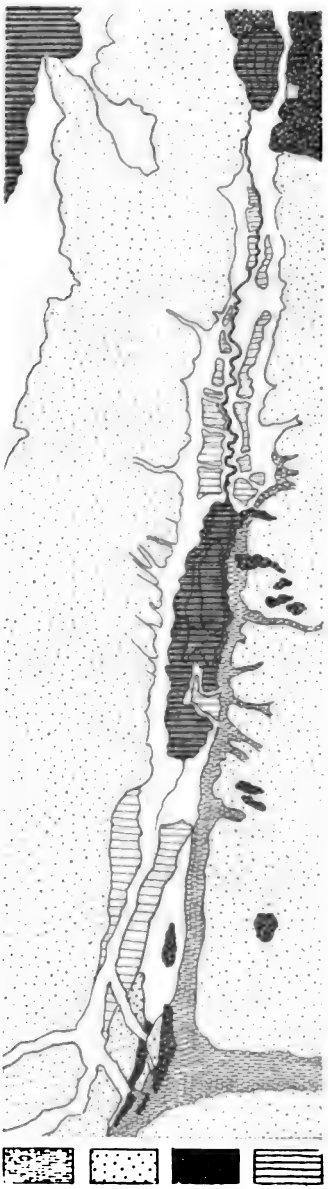


Fig. 551. 1 = nubischer, roter Sandstein. 2 = Kreidekalk. 3 = Basalt. 4 = terz. Sedimente des Jordan-Baches.

Die Verteilung der pliozänen und postpliozänen Sedimente zeigt, dass das Bruchtal fast seiner ganzen Länge nach von einem See ausgefüllt war; ein schmaler Landrücken trennte diesen Spaltsee vom roten Meer.

Zur Glacialzeit (Pluvialzeit) steigt das Mittelmeer, die Niederschläge sind sehr reichlich, im Libanon bilden sich Gletscher und die Ausbreitung des Jordansees erreicht ihr Maximum.

Man beobachtet in verschiedenen Gebieten des Bruchtales Terrassen 40—70, 100 und 200 *m* über der Talsohle. Zur Zeit des grössten Wasser-Reichtumes dürfte das Tal sogar bis zum Meeresnivo inundirt gewesen sein. [1])

In der Folge ist der See in dem Masse, als die Niederschläge sich verminderten, geschrumpft. Während die obere, nördliche Partie des Tales abgesüsst wurde, sammelte sich im abflusslosen südlichen Gebiete die Mutterlauge, Terrassen, welche 100 *m* über dem Todten Meer liegen, sind reichlich durchsetzt von Salz und Gyps und noch heute setzen sich diese Ausscheidungen in tieferem Horizonte fort. Die Wasser-Ansammlung ist derzeit auf ein Minimum reducirt; das Todte

[1]) Die höchste Terrasse liegt etwa so hoch, wie die Landschwelle, welche das abflusslose Gebiet im S. vom Niederschlags-Gebiet des Roten Meeres scheidet.

Digitized by Google

Meer ist etwa 70 *km* lang,[1]) sein Spiegel liegt 400 *m* unter dem Nivo des Mittelmeeres und sein Grund noch 400 *m* tiefer.

Fig. 550, 551 zeigt die geologischen Verhältnisse, Fig. 551 a gibt den landschaftlichen Anblick, Fig. 551 b ist ein Modellschema und das Profil Fig. 551 c veranschaulicht die Lagerung zwischen Mittelmeer und todtem Meer (Jaffa-Jericho).

Während die Grabenbrüche in den besprochenen Fällen isolirt auftreten, erscheint Norwegen von einem complicirten Netz von Grabenbrüchen durchsetzt. Das Relief sowie die Küstengestalt wird wesentlich durch Brüche und Grabenbrüche bedingt, wie aus Fig. 504, 505 ersichtlich ist. Fig. 552

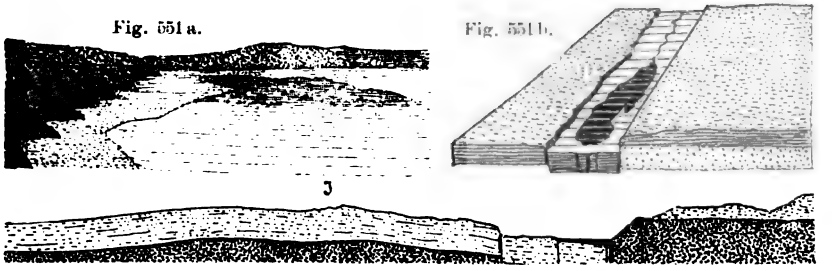


Fig. 551 c.

zeigt die Verhältnisse des Gebietes von Kristiania; die gesetzmässige Verteilung der Flussläufe und Seen und der analoge Verlauf der Küste sind augenfällig. Profil-Modell Fig. 553 zeigt zwei Grabenbrüche und die Beziehung des Stovi-Sees (bei Kristiania; Reyer) zu einem derselben. Fig. 554 endlich veranschaulicht den Verlauf und die Struktur der Grabenbrüche in einem grösseren Gebiete (Kjerulf).

Das von Brüchen und Grabenbrüchen durchsetzte Plato von Norwegen grenzt meist ohne alluviale Vorlagerung unmittelbar an das Meer, das Wasser dringt vielfach weit in die Grabenbrüche ein und füllt mitunter ganze Systeme tiefer Längs- und Querbrüche. Die Fjorde weisen dieselben Fänomene auf, wie andere Grabenbrüche. Ihre Tiefe ist variabel, nicht selten liegen die tiefsten Teile weit landein, während

[1]) Da das S.-Ufer flach ist, variirt die Länge je nach dem Stand der Niederschläge beträchtlich.

Digitized by Google

die Mündung des Fjordes (selbst bei felsigem Boden) seicht ist. Local sind die Fjorde durch Detritus z. T. aufgefüllt und ausgeebnet, in den tiefsten inländischen Partien und hinter Abdämmungen sammeln sich Seen etc. [1])

Viele Geografen nehmen an, die Fjordbildung sei auf

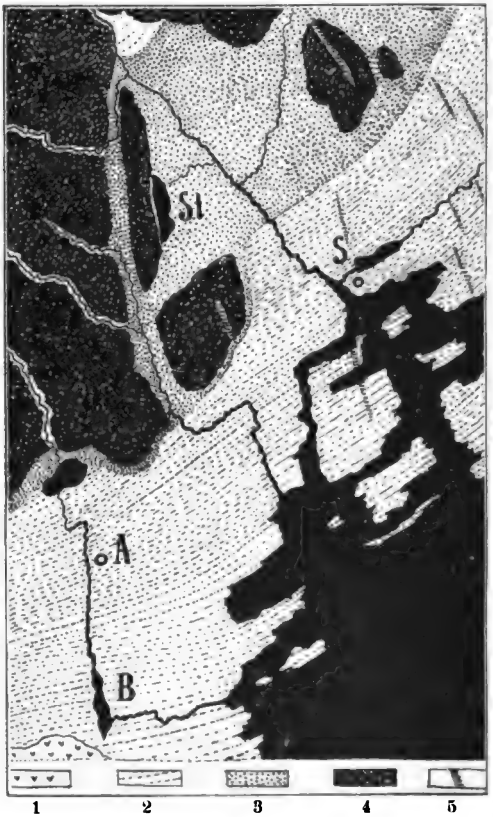


Fig. 552. 1 = Granit, 2 = Silur, 3 = Porfyrtuff und Sandstein, 4 = Porfyr, 5 = Gänge. St = Stovi-See, S = Sandvigen, A, B = Asker, Bondi-See.

einzelne polare Gebiete beschränkt, einige behaupten, sie seien durch glaciale Erosion gebildet. Der Einfluss der letzteren ist

[1]) Kjerulf: Geol. Norwegen übers. 1880. Kjerulf: Kristiania. Jb. Min., 1884, p. 137. Ratzel: Fjordbildung, Petermanns Mitt., 1880, p. 387. Peschel-Leipoldt: Fys. Erdkunde, 1880, II., p. 478. v. Richthofen: Führer.

Digitized by Google

nicht zu leugnen, doch darf man diess Agens nicht überschätzen. Die Gletscher flossen natürlich in den bestehenden Depressionen, aber sie schufen diese Rinnen nicht. Die Rinnen waren durch Verwerfungen und Grabenbrüche geschaffen worden, die Gletscher schliffen sie nur aus. Die Be-

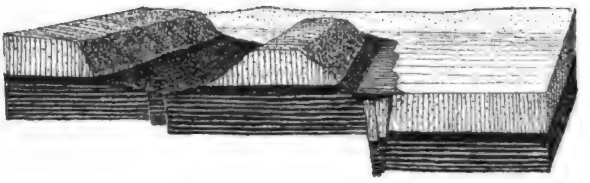


Fig. 553.

schränkung der Fjorde auf vereisbare Gebiete trifft überdiess nicht zu. Auch Dalmatien hat, wie Fig. 555 zeigt, analoge Bildungen, welche man als typische Fjorde bezeichnen würde, wenn man sie in Norwegen anträfe. (Vgl. Fig. 552.) Der generelle Unterschied zwischen der Talbildung (und Bucht-

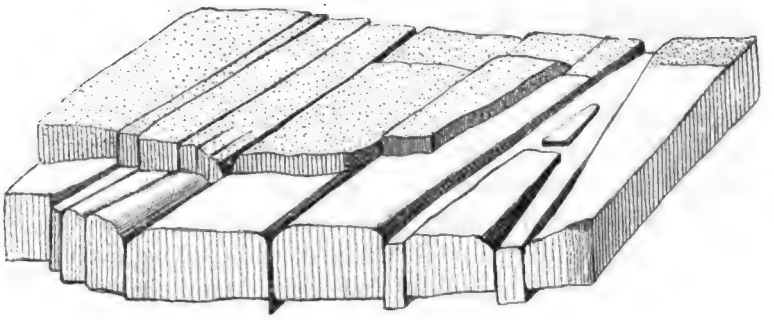


Fig. 554.

bildung) beider Gebiete liegt nur darin, dass in Dalmatien das Relief vorwiegend durch Faltung und erst in zweiter Linie durch Brüche bedingt wird, während das norwegische Relief vorwiegend durch Brüche und erst in zweiter Linie durch Faltung bedingt erscheint.

Verwerfungen und Grabenbrüche sind nicht nur für gebirgige Gebiete, sondern mitunter auch für das Relief des flachen Landes von Wichtigkeit.

Digitized by Google

Weite Gebiete von Finnland bestehen zur Hälfte aus Seen, Sümpfen und Mooren und diese Depressions-Gebiete erscheinen oft in derselben Weise wie die Täler und Fjorde Norwegens gesetzmässig linear angeordnet und durch tektonische Störungen bedingt (Absinken einzelner Zonen und Schollen). In gleicher Weise werden die Täler des nordwestlichen Deutschland in vielen Fällen bedingt durch Verwerfungen und Einbrüche, welche das unter der jungen Sediment-Decke verborgene Grundgebirge durchsetzen.[1]) In beiden Fällen ist das alte, erodirte, abradirte, von jungen Bildungen bedeckte Grundgebirge von Brüchen durchzogen, welche bis in unsere Zeit lebendig geblieben sind. Der Unterschied dieser Fälle von den vorhin besprochenen Typen ist nur ein quantitativer. In ersteren Fällen dominirt die reliefbildende Macht der tektonischen Faktoren, während in letzteren Fällen die ausgleichende Wirkung der Erosion die Oberhand gewinnt. Sie nivellirt und überkleidet die Depressionen, sie duldet keine tieferen Bruchsenkungen, aber ab und zu wird diese nivellirende Macht doch gestört durch eine neuerliche Dislocation im Grundgebirge, die Dislocation durchbricht auch die verkleidenden Sedimente und bringt einige Abwechslung in das Relief.

Fig. 555. Sebenico.

Das sind einige jener gemeinen Typen von Bruchfeldern, welche als Grabenbrüche bezeichnet werden. Ausserdem gibt es mehrere andere auffällige Formen von Senkungsfeldern, welche in der Folge durch typische Beispiele erläutert werden. Zunächst gebe ich einen Überblick über die wichtigsten Typen.

[1]) **Könen**: Jb. Preuss. Geol., 1885, p. 68, 82.

Digitized by Google

Typen der Senkungsfelder.

1. Bruchtrichter. — Bei den Vulkanen haben wir trichterförmige Bruchgebiete kennen gelernt, deren regelmässige Gestalt und geringe Dimensionen karakteristisch sind. Dieselben entstehen durch das allmählige Niederbrechen des Kraterrandes gegen die Tiefe des Hauptganges. In vielen Fällen mag der Bruch grossenteils mit keilförmigen Bruchstücken, zwischen welche Eruptivmaterial sich einschaltet, erfüllt sein. In anderen Fällen sind diese Massen durch die

Fig. 556. Fig. 557. Fig. 558.

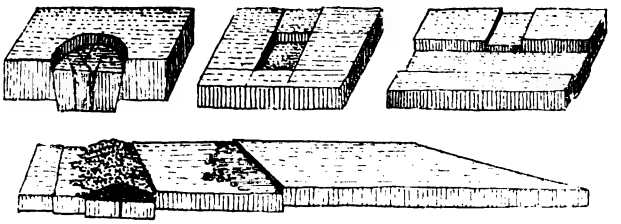


Fig. 559.

wiederholten eruptiven Förderungen z. T. eingeschmolzen worden. Die Analogie der Bruchkrater mit den eigentlichen Senkungsfeldern ist klar. Der wesentliche Unterschied besteht darin, dass die Bruchtrichter sich auf eine bestimmte Stelle der Eruptions-Spalte beziehen, demgemäss räumlich beschränkt sind und eine regelmässige Form haben, während die Senkungsfelder, durch mehrere selbstständige Rupturen der Erdkruste gebildet, mannigfaltige Formen und oft namhafte Dimensionen aufweisen. Dass auch in nicht vulkanischen Gebieten im Gebiete der Spaltweitungen Bruchtrichter entstehen, wurde a. O. besprochen (Dolinen des Karst).

Die Verwerfungen, durch welche die Bruchfelder gebildet werden, stehen in genetischer Beziehung zur Gebirgsbildung und man kann demgemäss, je nachdem dieselben dem Streichen der Gebirge folgen, oder dasselbe durchqueren, unterscheiden

2. Längs-Grabenbrüche;

3. Quer-Grabenbrüche;

4. bilden sich mitunter nur begrenzte Kastenbrüche.

Digitized by Google

Fig. 556 veranschaulicht den Typus Bruchtrichter, Fig. 557 = Kastenbruch (Typus Klausen), Fig. 551 b = Längs-Grabenbruch, Fig. 558 zeigt einen Quer-Grabenbruch, combinirt mit einem Längs-Grabenbruch (Typus Erzgebirge);

5. bilden sich oft weite Senkungsfelder, deren Boden je nach den herrschenden Klüftungs-Richtungen bald in lange Stufen, bald in unregelmässige Schollen zerlegt erscheint. (Typus Utah, Peking, Fig. 559.)

Ausfüllung der Senkungsfelder; facielle Contraste.

In Depressionen wird in der Regel viel mehr Material abgelagert, als auf den Convexitäten der Erdoberfläche; die Depression wird im Laufe der Zeit ausgefüllt, falls nicht die Bewegungen der Erdkruste dieser Tendenz entgegenwirken.

Die hohe Verwerfungsstufe ist meist trocken gelegt, während die abgesunkenen Schollen oft teilweise oder ganz von Wasser bedeckt sind. Die hohe Stufe wird erodirt und der Detritus lagert sich im Senkungsfeld ab.

Man hat in Bezug der Ausfüllung drei geografisch wichtige Typen zu unterscheiden:

1. Das Senkungsfeld liegt im Inland und zwar entweder über dem Meeresnivo oder es liegt zwar tiefer, communicirt aber nicht mit dem Ocean. In diesem Falle bilden sich in dem inländischen Gebiete Depressionen, in welchen sich Wasser ansammelt.

a) Ist in diesem Falle der Zufluss stärker, als die Verdunstung, so steigen die Wässer, bis sie einen Abfluss ins Meer gewinnen;

b) trifft diess nicht zu, so bilden sich abflusslose Seen, deren Ausdehnung je nach den klimatischen Verhältnissen variirt.

In beiden Fällen wird das Land allmählig ausgelaugt, während aber im ersten Falle eine vollständige Aussüssung möglich ist, kann diess im zweiten Falle nicht erreicht werden. Der Salzgehalt concentrirt sich dann vielmehr in den Niederungen und in den Wasserbecken abflussloser Gebiete (todte Salzseen, Asien, Amerika).

Digitized by Google

Im ersten Falle wird das Senkungsfeld unter Umständen der Sitz einer reichen Kultur, in letzterem Falle bleibt es z. T. Wüste.

In beiden Fällen wird das Senkungsfeld ausgefüllt:

a) durch eolische, fluviatile und lacustre Sedimente;

b) durch Eruptivmassen (Massenergüsse und Massifs, Laven und Tuffe, s. Erzgebirg, Utah).

2. Qualitativ und quantitativ bedeutungsvoller ist in der Regel die Ausfüllung der Senkungsfelder im Falle der Submersion.

Auch in diesem Falle wird

a) der Detritus vom hohen (Festland-)Flügel in die Depression transportirt, ausserdem aber lagern sich auch

b) marine Sedimente ab, und

c) gelangen in diesem Falle gemeiniglich viel mächtigere Massen von Eruptiv-Material zur Förderung, und zwar werden in den Regionen geringer Tiefe Laven und deren Tuffe, in den tieferen Gebieten aber granitische Massen aufgehäuft und ausgebreitet.

Die Ausfüllung erfolgt in der Nähe der Küsten in Folge der Einschwemmung rasch; wie der Flügel Zug um Zug Bebens sinkt, wird er auch Zug um Zug durch fluviatilen Detritus, marine Kalk- und Schlamm-Facies und durch vulkanische Facies-Gebilde aufgefüllt. Es erklärt sich aus diesem Verhalten, dass man im Gebiete dieser absinkenden Küstenflügel oft mehrere 1000 *m* mächtige Schicht-Systeme trifft, welche in allen Horizonten Facies-Gebilde von seichter Genesis enthalten. [1])

Weiter gegen das Meer hinaus kommt die pelagische Facies zur Herrschaft, und zwar sind hier zwei Fälle zu unterscheiden:

aa) Erfolgt die Senkung so langsam, dass die pelagischen organischen Gebilde einer bestimmten Tiefenzone Schritt halten können, so wird das Senkungsfeld durch sie aufgefüllt;

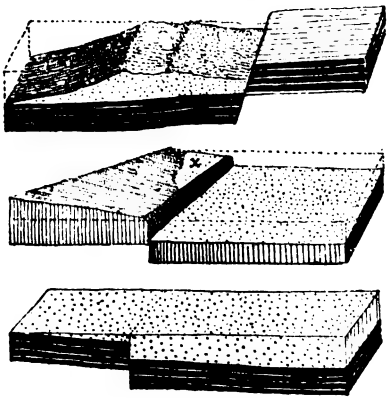
[1]) S. Hall: Paläont. N. Y. Introd.

Digitized by Google

bb) können sie nicht Schritt halten, so tritt Verödung des betreffenden Gebietes ein. Gemeiniglich kann überhaupt nur die Korallen-Facies mit namhaften Senkungen Schritt halten und auch sie hält sich nur an begünstigten Stellen;

cc) in beiden Fällen kann das Senkungsfeld durch (granitische) Massen-Eruptionen aufgefüllt werden; diese vicariren im Falle *aa)* mit den organogenen Sedimenten, während sie im zweiten Falle nur mit tuffogenen Sedimenten und Tiefseeschlamm vicariren.

Das oceanische Senkungsfeld dürfte in den meisten Fällen durch eine Bruchzone vom hohen Landflügel getrennt sein; in anderen Fällen mögen Flexuren zum Senkungsflügel niederführen.[1])



Die jüngeren Sedimente, welche im Senkungsfelde sich ablagern, stossen z. T. steil an die Verwerfungen, welche diese Stufe von der Hochstufe trennen (Fig. 560; die Meeres-Oberfläche ist punktirt), z. T. übergreifen sie die Hochstufe lappenförmig, soweit diese eben nicht über das Meeresnivo aufragt (Fig. 561 bei *x*; die Ausbreitung des Meeres und die entsprechende Verbreitung der marinen Sedimente sind punktirt). In Fig. 562 erscheint der ganze Hochflügel von einer dünnen Lage jüngerer Bildungen bedeckt, während dieselben Gebilde im Senkungsfeld eine grosse Mächtigkeit besitzen.

Im Falle der Fig. 560 wird gemeiniglich geschlossen, die entsprechenden Bildungen seien vom Hochflügel durch Erosion entfernt; in der Tat aber wurden sie dort nie abgelagert, sondern die Verwerfung entspricht dem alten Meeresufer.

[1]) Walther: Flexuren, Jena Z. Naturwiss., 1886, p. 23, betont die Bedeutung der Flexuren für die Küstenstriche.

Digitized by Google

Längsbrüche sind im allgemeinen für die Förderung von eruptivem Material viel bedeutungsvoller, als die Querbrüche; die Vulkane, sowie die Massenergüsse folgen in der Regel dem Streichen der Gebirge. Dass aber auch Querbrüche (meist wohl nur auf kurze Erstreckung) für vulkanische und granitische Förderung wichtig werden können, wurde in vielen Gebieten nachgewiesen.

Ausfüllung der Senkungsfelder durch Eruptiv- und Schlammquell-Facies.

Besondere Complicationen bietet die Ausfüllung der Senkungsfelder durch Eruptivmassen:

Brechen dieselben nur längs einer seitlichen Verwerfung hervor, so entsteht ein seitlicher Eruptivfladen, Fig. 588, (Malgola, Predazzo). Brechen sie aus mehreren Spalten hervor oder breitet sich der einseitige Erguss stark aus, so kann das Senkungsfeld endlich ganz erfüllt werden. Während das Bruchfeld der böhmischen Vulkane nur teilweise mit vulkanischen Produkten und das Senkungsfeld von Predazzo nur teilweise mit Massenergüssen erfüllt ist, erscheint jenes von Klausen ganz ausgefüllt.

Halten die Eruptionen an, so werden die Ränder des Senkungsfeldes zunächst an einigen Stellen und endlich überall überlappt und deckenförmig überflutet, so dass das Senkungsfeld schliesslich ganz erfüllt erscheint. Im ersten Falle erscheinen die Eruptivmassen einseitig oder mehrseitig durch die Verwerfungs-Flächen scharf abgegrenzt, während sie in letzterem Falle unregelmässig begrenzte Massen darstellen. Meist erscheint in der Natur das Senkungsfeld mit den Eruptivmassen soweit ausgefüllt, dass der Bau des Verwerfungsfeldes verhüllt ist. Denudirt die Erosion aber wie im Falle von Klausen die übergreifenden Eruptivlappen, so wird natürlich der scharf begrenzte Stock des Senkungsfeldes entblösst.

In seltenen Fällen ist die Umgrenzung des Senkungsfeldes aufgeschlossen. Trifft diess nicht zu, so kann man dasselbe nicht reconstruiren, wohl aber ist man durch Beobachtung der Schlieren und Bankung, wie a. O. gezeigt wurde, in die

Digitized by Google

Lage versetzt, die wichtigsten Eruptiv-Spalten zu construiren. In den Kap. Elba und Sierra Nevada habe ich eine solche Reconstruction versucht; desgleichen habe ich den Verlauf der Eruptions-Spalten, aus welchen einige der wichtigsten Alpen-Massifs stammen, reconstruirt. In den letzteren Fällen erscheint der Verlauf der Eruptions-Spalten abhängig von der Tektonik des Gebirges. Im Falle von Elba liegt dagegen,

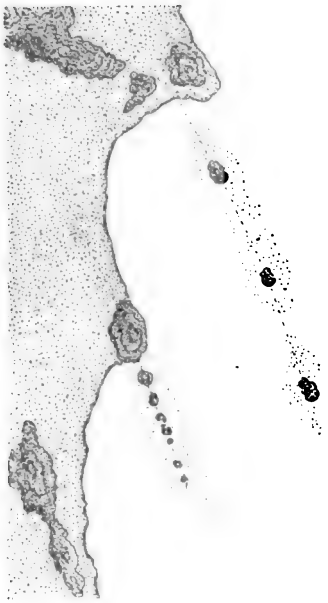


Fig. 564.

Fig. 565.

Fig. 566.

unter den Eruptiv-Massen verborgen, ein muldiges, unregelmässiges zertrümmertes Senkungsfeld, welches eine tektonische Einheit für sich bildet.

Die Schlammquell-Facies hat, wie sub Facies betont wurde, einige Analogie mit der vulkanischen Facies, insoferne auch in diesem Falle fladenförmige Massen aus den Spalten der Senkungsfelder gefördert werden. Fig. 564 zeigt die seriale Anordnung solcher Massen. Fig. 565 zeigt einen einzelnen Schlammfladen im Aufblick, Fig. 566 zeigt das Profil.[1])

[1]) Abich: Insel Cumani; Schlamm-Vulkane des Kasp. Meeres. Mem. Acad. Petersb., 1863.

Digitized by Google

Die Ausfüllung von Kastenbrüchen durch verschiedene Facies

ist a priori nicht wunderbarer als die Ausfüllung irgend eines grösseren Senkungsfeldes. Doch wurde bisher die Aufmerksamkeit auf diess Fänomen nicht gelenkt, daher Belege fehlen. In allen einschlägigen Fällen wurde eben einfach angenommen, die Sedimente seien auf den Hochflügeln erodirt.

Ich möchte jedoch die Beachtung auf einen bestimmten Typus lenken, welcher so sonderbar ist, dass man geneigt wird, die eben erwähnte Genesis zur Erklärung heranzuziehen: ich meine gewisse „Salzstöck". Die meisten Salzstöcke der Alpen sind nicht sehr breit und lang, dafür aber sehr tief,[1]) sie stossen steil an den Nebengesteinen ab; ein brauner blättriger Schieferton schmiegt sich wie eine Schale zwischen den Wandgesteinen und den Salztonen (des Haselgebirges), welche die kastenförmige Vertiefung ausfüllen.

Eine eigentümliche Streifung und Flaserung (z. T. Schichtung, z. T. aber wohl Clivage-Fänomen) durchsetzt den Salzton, welcher gegen das Centrum der Masse immer salzreicher wird und endlich reinen Salzmassen weicht.

Im Hangenden der Salzstöcke steht oft Gyps an, zwischen Stock und Wandgestein trifft man Brocken und Schollen der Wandgesteine im Salzton eingebettet, auch Brocken und selbst Gänge von Basalt und „Grünstein", Gesteinen, welche sonst rings in der Umgebung des Stockes nicht vorkommen.

Diese Erscheinungen machen die folgende Genesis wahrscheinlich: Es bildet sich ein Kastenbruch (Fig. 557) im Bereich einer Lagune mit überflutbarer Barre. Der Boden sinkt und Zug um Zug wird die Senkung durch Lagunen-Schlamm und auskrystallisirende Salzteile gefüllt. Man mag annehmen, dass der Lagunendamm ab und zu von Hochfluten überschwemmt wird und dass diess Material in der Folge wieder eingedampft wird. Es ist aber auch denkbar, dass ein

[1]) Hallstatt 800 : 1900 *m* breit und lang und unbekannte Tiefe. Ischl 100 : 700 *m* und unbekannte Tiefe etc. S. Lill: Z. Min., 1828, p. 52. Alberti: Halurg. Geologie, 1852, I, p. 408 f.

Digitized by Google

weites, definitiv abgeschlossenes Becken soviel Salz enthält, dass ein im bez. Gebiete niedersetzender Kastenbruch im Laufe der Zeit vollständig ausgefüllt werden kann.

Die Umsäumung des Salzstockes mit einer blätterigen Tonschale spricht für das allmählige Niedersitzen der Salzfüllmasse im Kasten, wobei der eingeschaltete Ton (Schlamm) in Folge der Gleitbewegung blätterige Struktur annahm.

Endlich ist es durchaus nicht unwahrscheinlich, dass in einem derartigen Kastenbruch Eruptivmassen gefördert werden. So erklärt sich die befremdliche Association von Salz und Lava.

Bedeutung der Nivo-Schwankungen, insb. der Senkungsfelder, für die Facies.

Die Nivo-Schwankungen, welche in Regionen der Senkungsfelder und der Gebirgsbildung besonders intensiv und wechselvoll herrschen, bewirken die Entfaltung eines kräftigen und regional sehr wechselvollen stratigrafischen Lebens.

1. Ich bespreche zunächst die Wandlungen, welche sich vollziehen, wenn sowohl der Hochflügel, als auch der abgesunkene Flügel (das Senkungsfeld) unter Wasser stehen:

a) Ist die Tiefenlage eine namhafte, so wird in beiden Gebieten monotone Tief-Facies abgelagert, das Senkungsfeld wird allenfalls durch eruptive Förderungen ausgefüllt;

b) bei seichter Lage und langsamer Senkung des Bruchfeldes breitet sich beiderseits eine Seichtsee-Fauna, deren Entwicklung auf dem stationären Hochflügel bald zum Stillstand kommt, während die bez. Gebilde im Gebiete des Senkungsflügels eine grosse Mächtigkeit erlangen können, wie Fig. 562 zeigt. Auch in diesem Falle können eruptive Förderungen die Füllung des Feldes beschleunigen und dessen facielle Mannigfaltigkeit vermehren.

In Folge ruckweiser Senkung werden local Faunen von geringer Tiefenstufe von tiefen Gebilden überlagert; ist die Senkung durch Anwachs der Sedimente, durch vulkanische Förderung oder Einschwemmung ausgeglichen, so wandern wieder Seichtsee-Organismen zu etc.

Digitized by Google

Diess gilt für den Fall einer Senkung, welche so langsam vor sich geht, dass die Auffüllung nahezu Schritt halten kann. Erfolgt die Senkung hingegen schnell, so sterben die Faunen von geringer Existenz-Tiefe ab und das Senkungsfeld verödet (Fall *a*). In vielen Fällen hat sich jedoch die Senkung nachweislich so langsam vollzogen, dass die Auffüllung wenigstens in vielen Distrikten nachkommen konnte. Solche Senkungsfelder (im Gebiete der Gebirgsbildung) zeichnen sich durch pelagischen Karakter und grosse Mächtigkeit ihrer Sedimente vor den zeitlichen Äquivalenten der anstossenden Regionen aus; diess gilt für die Alpen, Pyrenäen, Apennin, Karpaten, Balkan, Kaukasus, Himalaja, Cordilleren u. a. mächtige Gebirge.[1])

Suess, Judd, Mojsisovics[2]) u. a. Autoren heben die Bedeutung der Senkungsfelder für die Entwicklung der Formationen hervor und eröffnen hiedurch das Verständniss für gewisse regionale Differenzen, welche bisher unerklärt blieben.

Da die Senkungsfelder gemeiniglich keine strenge Einheit bilden, die Felder, wie die Gebirge vielmehr aus einzelnen, durch Längs- und Querbrüche begrenzten Schollen bestehen, begreift es sich, dass die Neubildungen von Stufe zu Stufe facies variiren.

Durch Längsbrüche abgetrennte Stufen verursachen Contraste der verschiedenen Längszonen; durch Querbrüche bedingte Stufen bewirken facielle Contraste im Streichen ein und derselben Längszone. Fig. 562 sei ein Querbruch-Senkungsfeld. Geht die Senkung dieses Feldes langsam vor sich, so kann die in der Figur punktirte Seichtsee-Fauna den Senkungsflügel ausfüllen und gelangt hier zu reicher Entfaltung. Erfolgt die Senkung rasch, so verödet das Feld und die bez. Fauna hält sich im Bereiche des Senkungsflügels nur an einen schmalen Saum des Steilstrandes. Man sieht, dass eine derartige Quer-Verwerfung eine horizontale Verschiebung der äquivalenten Facies-Bildungen bewirkt (vgl. Fig. 567).

[1]) Suess: Alpen, 1875, p. 120.

[2]) Suess: cit. Judd: Geol. Mag., 1875, p. 134. Mojsisovics: S.-Tirol, p. 92.

Digitized by Google

Noch deutlicher tritt diess in Fig. 568 hervor; man sieht, wie in diesem Falle der Strand sammt der Seicht-Facies auf der abgesunkenen Stufe gegen rechts vorgeschoben wird, während in der Tiefe des Feldes tiefe (in der Figur punktirte) Bildungen herrschen. Die Verschiebung erfolgt gegen das Hangende des absinkenden Flügels.

In späterer Zeit mag die (dunkle) Seicht-Facies der gesunkenen Stufe von jüngeren Bildungen überlagert oder ihr Äquivalent auf der Hochstufe mag erodirt werden; dann

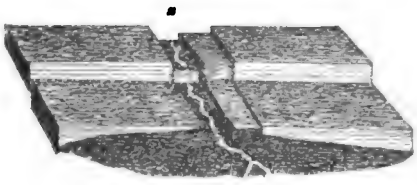


Fig. 567.

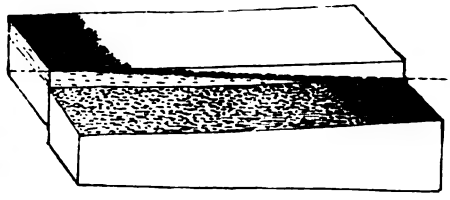


Fig. 568.

sieht man nur zwei (oft heteropische) Bildungen verschiedener Bildungszeiten aneinander grenzen und schliesst hieraus (fälschlich) auf eine junge Verwerfung.

Die Alpen bieten mehrere Beispiele von regionaler Differenzirung einer bestimmten Formation, welche offenbar durch variirende Senkung der verschiedenen Regionen bedingt ist. Abgesehen von jener Sedimentzone, welche der Längserstreckung des Senkungsfeldes folgt und die durch ihre Mächtigkeit, wie durch ihre reiche Entfaltung scharf contrastirt gegen die monotone und magere stratigrafische Entwicklung der benachbarten stationären Regionen von Mitteleuropa, treten innerhalb der Längszone gewisse Grenzscheiden hervor, welche offenbar eine tiefe tektonische Begründung haben.

Die Untersuchung der alpinen Massifs (s. unten) führt zur Annahme, dass die alpinen Dislocationen und Senkungsfelder in ihren ersten Anlagen z. T. bis ins Paläozoische zurückreichen; stratigrafische Beobachtungen bekräftigen diese Annahme.

Zur Zeit des Carbon bestand sicher schon ein westalpines Land (Landpflanzen), welches in den Tauern seine Fortsetzung

Digitized by Google

bis Böhmen fand. Im S. dieser Zone gelangt aber die marine Kohlenkalk-Facies zu mächtiger Entwicklung.

Zur Zeit des Perm herrscht ein seichtes Meer neben einem Land (eingeschwemmte Landpflanzen), dessen Konturen jedoch ebensowenig, wie im vorigen Falle, festgestellt werden können. Mit Beginn des Mesozoischen tritt eine namhafte und anhaltende Senkung in weiten Gebieten der Alpen ein. Das alpine Land, welches vordem wohl mit dem böhmischen Massif zusammenhing, taucht für lange Zeit unter [1]) und die Trias gelangt in den Senkungsfeldern zu mächtiger Entfaltung, während dieselbe in Mitteleuropa durch ärmliche, magere und monotone Seicht-Facies vertreten erscheint.

Unmittelbar westlich vom Rhein ist die Trias nicht nachgewiesen, während sie weiter gegen W. wieder in mässiger Mächtigkeit zur Entfaltung gelangt. Gemeiniglich wird vermutet, die Trias fehle westlich vom Rhein und es habe dort während der Trias Festland existirt; ich halte es jedoch für wahrscheinlicher, dass die tieferen Complexe der fossilleeren Schiefer dieses Gebietes der Trias angehören und dass längs des Rheintal-Querbruches ein sehr tiefes (schweizerisches) Senkungsfeld an das weniger tiefe ostalpine Feld angrenzte. In letzterem kamen Bildungen einer mässigen Tiefe zu reicher Entfaltung, während das tiefe Schweizer-Feld im unmittelbaren Anschluss verödete. Mag ein oder die andere Deutung zu Recht bestehen, sicher wird die verschiedene Entwicklung beiderseits des Rhein durch einen Querbruch und verschiedene Senkung der beiden Felder bedingt.

Wie in diesem Falle ein Querbruch die Geschicke der Längszone differenzirte, so ereigneten sich auch in späterer Zeit analoge Vorgänge. Der Jura hält sich östlich vom Rhein an die alte Region des triadischen Feldes, während er im W. Gebiete erobert, in welchen die Trias durch organogene Kalke nicht vertreten ist. Die Bildung des Senkungsfeldes von Neuchatel, welches während des Jura längs des Baseler Bruches in die Tiefe sinkt, während die angrenzenden Schollen von seichtem Meer bedeckt (z. T. auch trocken gelegt) sind

[1]) v. Mojsisovics: S.-Tirol, p. 23.

Digitized by Google

und die abweichende Ausbildung des Jura in den angrenzenden Gebieten wurde a. O. besprochen (s. Beben).

Die Kreide weist weniger ausgeprägte Abgrenzungen auf, während das Terziär wieder namhafte Differenzirungen erleidet. Vor allem fällt der Bruch Schio-Vicenza auf, welcher eine verschiedene Entfaltung (z. T. Mangel) der altterziären Gebilde im O. und W. bedingt, s. p. 496.

So sehen wir, wie die regionale Differenzirung der Sedimente seit Alters her durch Brüche und Senkungsfelder bedingt wird. Diese Prozesse halten, wie das scharfe Relief, die Seen und die Beben beweisen, bis in unsere Tage an, nur bedingen sie jetzt nicht mehr verschiedene facielle Ausbildung, wohl aber eine regional abweichende Wirkung der Erosion, wodurch schliesslich doch auch regionale Differenzirung bewirkt wird.

2. Ich habe im Vorstehenden den Fall betrachtet, dass der hohe wie der niedere Flügel vom Meer bedeckt sind. Erhebt sich der Hochflügel der Verwerfung über das Meer, während der Senkungs-Flügel submarin bleibt, so spielen sich innerhalb des letzteren die besprochenen Vorgänge, wohl auch Eruptionen ab und Detritus wird vom Festland her eingeschwemmt. Der hohe Flügel unterliegt zu gleicher Zeit der Erosion; es bilden sich terrestre Sedimente; local mag auch auf dem Hochflügel vulkanische Facies gefördert werden.

Auf jeden Fall ist die Differenzirung beider Flügel unter diesen Umständen am intensivsten, indem marine Sedimentirung einerseits und Abtragung anderseits wirken.

3. Sind endlich beide Flügel trocken gelegt, so nähern sich die Geschicke beider Regionen einander wieder, obwohl immer noch gewisse Contraste bestehen bleiben: Der Hebungsflügel wird erodirt, der Senkungsflügel empfängt die Detritus-Sedimente; im Senkungsflügel sammeln sich oft Seen, es bilden sich Torfmoore etc. Eventuell hält auch die vulkanische Förderung im Senkungsfeld noch lange Zeit an, während analoge Bildungen dem Hochflügel fehlen.

In all' den betrachteten Fällen spielt die Differenzirung eine grosse Rolle; doch sind ihr gewisse Schranken vorge-

Digitized by Google

zeichnet: Abgesehen davon, dass Hochregionen die Tendenz haben, im Laufe der Zeiten eine negative Bewegung aufzunehmen, hat die Differenzirung beider Regionen in den meisten Fällen in sich selbst ein Regulativ. Die Senkungsfelder füllen sich oft so rasch mit Neubildungen, dass trotz namhafter Senkung des Untergrundes keine bedeutende Nivo-Differenz platzgreift. Marine oder terrestre Sedimente, vulkanische Massen und Massenergüsse (Massifs) besorgen den Ausgleich, während die Hochstufe entweder nur in geringem Masse an der Erhöhung teilnimmt oder wohl auch durch Erosion allmählig abgetragen wird. Nur wenn die Senkung rascher vor sich geht als die Sedimentirung, hört letzte, sofern sie organogen ist, schliesslich auf und das Senkungsfeld wird permanent, falls nicht Anschwemmungen oder Eruptivmassen die Ausfüllung besorgen. Hätte sich das Festland, welches einst östlich von Nord-Amerika lag, langsam gesenkt, so wäre das Gebiet gewiss (ebenso wie etwa die Alpen) durch organogene Sedimente aufgefüllt und schliesslich dem Festlande einverleibt worden. In Ermanglung organogener und eruptiver Neubildungen ist aber das grosse Senkungsfeld seit Eintritt des apallachischen Bruches dem atlantischen Ocean verfallen.

Senkungsfelder verschiedener Provinzen.

Senkungsfelder wirken nicht nur in beschränkten Gebieten contrastirend, sie können unter Umständen eine teilweise oder durchgreifende Scheidung benachbarter Provinzen bewirken. Durch ein seichtes Meer, gleich der Nordsee, können die meisten marinen Organismen sich weiter verbreiten, ein Grabenbruch gleich jenem des südlichen Norwegen oder gleich jenem von Madagaskar schneidet aber den meisten Lebewesen die Wanderung ab.

Das gilt für getrennte, von einem Saum von Seichtsee-Organismen umrandete Landmassen. Unter Umständen kann aber auch ein Senkungsfeld eine Scheidung bewirken, selbst wenn der continentale Zusammenhang nicht gebrochen ist. Wenn das Land gegen das Senkungsfeld mit steilem Gestade abbricht, wird die Seichtsee-Facies auf einen schmalen Streifen

Digitized by Google

des bez. Steilufers beschränkt. Eine solche Abschnürung der Seichtsee-Zone hat sicher eine ausserordentliche Verlangsamung der Diffusion aller Lebewesen der bez. Zone zur Folge, ja gewisse Formen werden über das schmale Steilgehänge überhaupt nicht wandern können; treten im bez. Gebiete Eruptionen (und Emanationen) auf oder mündet (bei x in Fig. 567) ein Fluss, so wird den meisten Organismen ein Passiren der verpesteten oder verschlammten und ausgesüssten Brüche unmöglich sein. So kann durch ein an das Land herantretendes Senkungsfeld eine regionale Differenzirung für lange Zeiträume bedingt werden und wir haben nicht nötig, ausgedehnte Trockenlegungen oder Überflutungen zur Erklärung der beobachteten Differenzirung heranzuziehen.

Facielle Contraste verleiten zu Trugschlüssen bezüglich des Betrages einer Verwerfung.

Im Profil Fig. 571 ist das punktirte Sediment des Hochflügels schwach, während dasselbe Gebilde im Senkungsfeld zur Rechten eine bedeutende Mächtigkeit erlangt. Wird nach erfolgter Emersion der linke Flügel nicht tief aufgeschlossen, so kann man die einschneidende Verwerfung leicht übersehen. Erfolgt später eine entgegengesetzte Bewegung beider Schollen und wird das punktirte Material abgetragen, so entgeht die Bedeutung der Verwerfung abermals der Beobachtung (Fig. 572).

Noch bedenklichere Irrtümer schleichen sich ein, wenn man die Sprunghöhe eines grossen Senkungsfeldes zu berechnen sucht. In diesem Falle werden gemeiniglich die einzelnen Horizonte in Gebieten, wo sie eine „gute Entwicklung“ aufweisen, gemessen und addirt; man trägt die erhaltene Höhe auf den Hochflügel auf [1]) und gibt die berechnete Nivo-Differenz als „Sprunghöhe“ aus.

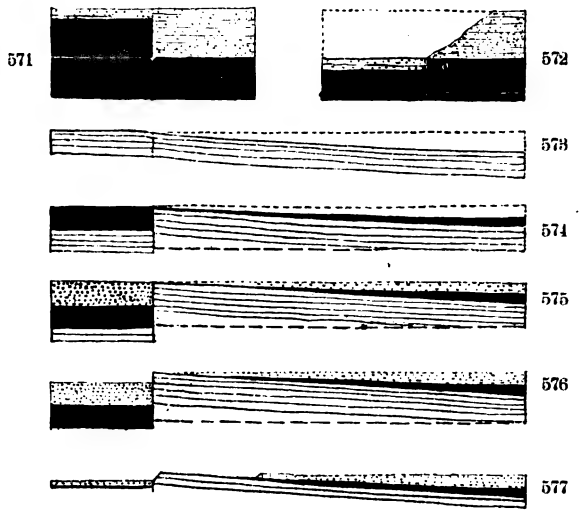
In dieser Weise wurde die Verwerfungs-Stufe, welche vom Wasatch-Gebirg zum Senkungsfeld von Utah führt, mit

[1]) Falls keine directen Beweise vorliegen, dass die bez. Gebilde im Gebiete der Hochstufe überhaupt nie abgelagert wurden.

Digitized by Google

9000 *m* veranschlagt (ungerechnet die Kreide, welche das Hochland nie bedeckt hat).[1])

Derartige Rechnungen sind offenbar in den meisten Fällen trügerisch und bei aller Genauigkeit der einzelnen Messungen und selbst unter der Annahme, dass keine Verwerfungs-Repetition übersehen wurde, kann schliesslich die wahre Sprunghöhe ganz wohl 4mal so bedeutend oder anderseits auch nur $^1/_4$ so gross sein als die errechnete Sprunghöhe.



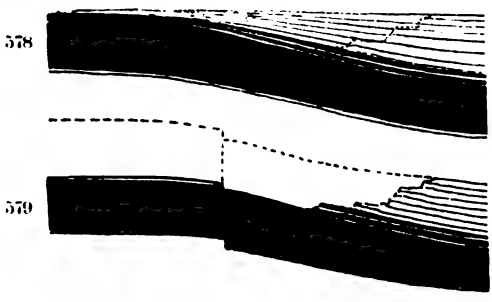
Profil-Fig. 573 sei ein von einer Verwerfung durchsetztes, bis zur punktirten Linie meerbedecktes Gebiet. In Fig. 574 sehen wir den Hochflügel gesenkt und die schwarze Facies lagert sich im Senkungsfeld mit 1000 *m* Mächtigkeit im Gebiete des absinkenden Flügels ab. In Fig. 575 ist das Feld abermals um 1000 *m* vertieft und mit einem entsprechend mächtigen (punktirten) Schichtsystem ausgefüllt, während dasselbe Sediment auf dem Hochflügel nur geringe Mächtigkeit besitzt. Vollzieht sich nun eine Hebung und erfolgt noch eine Verwerfung von etwa 500 *m* (Fig. 576), so schliesst der Beobachter, welcher die Tiefen des Senkungsfeldes nicht kennt

[1]) King: 40. Parallel, 1878, I., 44, und Emmons daselbst, II., p. 340.

Digitized by Google

und nur die erodirten Schichten des Hochflügels studieren kann, dass das Senkungsfeld etwa um einige hundert Meter abgesunken sei (wie Fig. 577 veranschaulicht), während die Absenkung doch, wie Fig. 575 zeigt, 2000 *m* betragen hat.

Ein Trugschluss anderer Art liegt in folgendem Falle vor: In Fig. 578 ist eine Flexur dargestellt, welche vom hohen Flügel zum Senkungsfeld hinabführt. Die Senkung erfolgte allmählig und das Senkungsfeld wurde Zug um Zug mit 2000 *m* mächtigen Sedimenten angefüllt, während dieselben Schichten auf dem Hochflügel nur wenige hundert Meter mächtig sind; einzelne Horizonte, welche im tiefen Flügel mächtig sind, mögen auf dem Hochflügel gar nicht entwickelt sein. Wird später das ganze Gebiet trocken gelegt und wirkt die Erosion bis das Profil Fig. 579 hergestellt ist, so verfällt der Geologe leicht in den Irrtum, die Schichten, so wie die punktirte Linie anzeigt, nach links fortzusetzen und zu behaupten, das Meer sei ursprünglich 2000 *m* über dem linken Hochgebiete gestanden, während es daselbst in der Tat doch nur einige hundert Meter tief war.



Derartige Trugschlüsse liegen der Abschätzung der Wasatch-Sprunghöhe zu Grunde. Der westliche, derzeit abgesunkene Flügel (von Utah) lag vordem hoch und dürfte wohl nur von seichtem Meer beherrscht gewesen sein, während das östliche Gebiet eine beträchtliche Meerestiefe besass und wie man aus dem Auftreten der Eruptivmassen und dem Anschwellen der Sedimente schliessen darf, eine successive Senkung erfuhr. Behält man diess im Auge, so wird man zugestehen, dass die berechnete Sprunghöhe viel zu hoch gegriffen ist. (Vgl. Fig. 625, 626.)

Man ersieht unmittelbar, dass die Sprunghöhe in Folge unrichtiger Prämissen überschätzt ist.

Digitized by Google

Der Trugschluss wird in den angeführten Fällen noch verschlimmert durch den Umstand, dass die Dicke der einzelnen Horizonte bez. Formationen auf Grund von Profilen, in welchen die bez. Gebilde besonders „schön entwickelt“ sind, notirt wird, wodurch die „berechnete“ Gesammt-Mächtigkeit zu einer absurden Höhe anschwillt. Ein Beispiel wird diess erläutern.

Bei wenig wechselnder Meeres-Bedeckung werden z. B. in Fig. 582 der Reihe nach nebeneinander (von links nach rechts) abgelagert: (punktirte) paläozoische Quarzite,

Fig. 582.

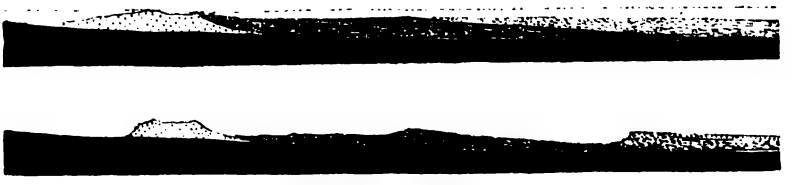


Fig. 583.

welche in mässiger Entfernung vom Land bis 1000 *m* mächtig sein mögen, weiterhin aber auskeilen. Später folgt die Ablagerung (schraffirter) paläozoischer Schiefer, welche gleichfalls linsenförmig bis 1000 *m* anschwellen, endlich folgen (gestrichelte) mesozoische Kalkablagerungen, welche entfernt vom Land gleichfalls 1000 *m* mächtig sind.

Nach erfolgter Emersion und Erosion liegen die Verhältnisse etwa so, wie Fig. 583 zeigt. Addirt man nun die Mächtigkeit dieser drei Complexe (vgl. das Schema in Fig. 579), so erhält man eine fictive „Gesammt-Mächtigkeit“ von 3000 *m* und behauptet eine enorme Absenkung, was offenbar falsch ist. Das Meer war während der ganzen Zeit strichweise immer nur 1000 *m* tief und es hat die Senkung des marinen Feldes überhaupt keine Rolle gespielt. Die Ablagerung der drei mächtigen Complexe hat zwar successive, im Wesentlichen aber doch nicht übereinander, sondern nebeneinander stattgefunden.

Diese Momente sind wohl zu berücksichtigen, vor allem aber hat man zu beachten, ob die heute im Relief vortretenden Höhenstufen schon zur Zeit der Ablagerung der

Digitized by Google

vorliegenden Schichtreihe als Hochstufe bestanden oder ob nicht ursprünglich abweichende Nivo-Verhältnisse existirten, insb. ob die moderne Hochstufe nicht vielleicht sich aus einem ehemaligen Senkungsfeld erhoben habe.

Nach diesem einleitenden Überblick sind wir vorbereitet, einige Typen von Senkungsfeldern zu analysiren. Ich beschränke mich vorwiegend auf jene Senkungsfelder, welche durch eruptive Facies aufgefüllt wurden.

Massenergüsse in Senkungsfeldern, einseitige Ergüsse, Verquickung successiver Förderungen zu einer Einheit: Predazzo.[1])

Wiederholt habe ich hervorgehoben, dass die Eruptionen an Senkungsfelder gebunden sind.[2]) In den früher betrachteten Fällen ist das Bruch- und Senkungsfeld von den vulkanischen Produkten ausgefüllt und verhüllt; dagegen lernen wir im Folgenden ein Vorkommniss kennen, bei welchem das Senkungsfeld nur z. T. mit Eruptivmassen erfüllt und der Bau des Feldes klar aufgeschlossen ist.

Fig. 596, 599 veranschaulichen das Verhältniss der geförderten Eruptivmassen zu dem Bruch- und Senkungsfeld.

Der Talboden von Predazzo liegt 1000 *m* über dem Meer. Im S. kahle graue Fels-Pyramiden, die aus langen, dicht überwaldeten Gehängen aufsteigen — das sind die alten Porfyrströme, deren Oberfläche sanft gegen N. sich neigt. Sie schiessen unter die Talsohle von Predazzo ein.

Die nördlichen Gehänge werden gebildet von den Sedimenten, welche sich über den Porfyren ablagerten: Grödener und Werfener Schichten mit milder waldreicher Böschung, darüber die gewaltigen triadischen Eruptivmassen und Kalke, welche 2000 *m* hoch aufragen.

[1]) Der Litteratur-Inhalt ist ausführlich im Jb. geol. Reichs., 1881. p. 3 f. abgehandelt. v. Richthofen: Südtirol (Predazzo), 1860, p. 145. 258, 322. Studer: Leonh. Z. Mineral., 1829, p. 260. Klipstein: Beiträge, 1843, p. 76. Mojsisovics: Dolomitriffe (S.-Tirol), 1879. Reyer: Jb. geol. Reichs., 1881.

[2]) S. Senkungsfelder der Vulkane.

Digitized by Google

Im S. von Predazzo liegt der Syenitberg Malgola; seine Gehänge sind überwuchert von Buschweide. Im N. der Mulat, ein hochkuppiger Berg, unten Granit, Wald und steile rote Schutthalden, oben junge dunkle Eruptiv-Gesteine, spärlich von Fichten bewachsen; gewaltig eingeengt durch die Berge sind die Täler, welche zu beiden Seiten des Mulat gegen O. und N. führen.

Hinter der Malgola und im Gebiete des Mulat sind zu Beginn der Trias die Schichten des Meeresgrundes geborsten und zwischen den NO. streichenden gewaltigen Rissen ist der Boden niedergesunken. Da sind die Granitmassen des Mulat, dann rechts und links von ihnen die Syenite von Malgola und Vardabe aufgequollen, sie haben sich kuppig aufgestaut und seitlich ausgebreitet; so wurde das mächtige Senkungsgebiet allmählig aufgefüllt und ausgeglichen. Während sich die Trias-Sedimente rings um die Gebilde des Senkungsfeldes breiteten, drangen im Gebiete des Senkungsfeldes glühende Gesteinsmassen auf; nebeneinander bauten sich gewaltige Eruptivmassen und riesige Riffe auf. Zum Schlusse stockten die Eruptionen und die Massengesteine wurden z. T. überkrustet und überkleidet von den Kalk-Sedimenten.

Die älteren Ergüsse, welche der unteren Trias angehören, wurden in namhafter Meerestiefe gefördert und erstarrten dem entsprechend grossenteils granitisch, während die jüngeren während der mittleren Trias (Wengener) geförderten Gesteine in geringerer Meerestiefe erstarrten und demzufolge den Karakter von Laven annahmen. Ich besuchte das Gebiet von Predazzo mit der aus einschlägigen Aufnahmen abstrahirten Meinung, daselbst mächtige, in einem alten Krater stecken gebliebene granitische Füllmassen (etwa stockförmige Massen, Gänge) kennen zu lernen. Eine eingehende Untersuchung führte mich jedoch zu der Anschauung, dass in besagtem Gebiete Massenergüsse auftreten, welche ein mächtiges Senkungsfeld partiell erfüllen.

Digitized by Google

Malgola. Einseitiger Massenerguss im Senkungsfeld. Flanken-Ergüsse.

Diese Masse lagert sich an das alte Porfyr-Gebirge an, welches im S. hoch aufragt und besteht im Wesentlichen aus einer Syenitmasse, welche von Muschelkalk partiell überkleidet ist.[1]) Die Syenitmassen sind durchwegs reichlich von Längs- und Querklüften (NNO. und O.) durchsetzt. Ausserdem beobachtet man eine buckelige Bankung, welche in der Höhe flach verläuft, gegen die Flanken aber und bis in die Ebene von Predazzo hinab mit 20—40 (local 60°) sich senkt. Der Abfall der Gehänge harmonirt mit dem Fallen der Bankung, d. h. das heutige Relief ist bedingt durch die ursprüngliche Ergussform der Massen.

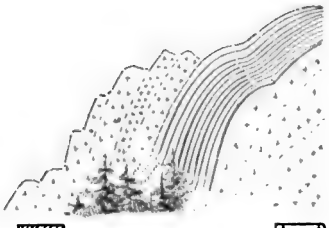


Fig. 585.

Dünnplattige, mergelige und kalkige Sedimente (Muschelkalk) überkleiden die obere flache Partie und einen Teil der Flanken des Massenergusses; sie schmiegen sich concordant den Syenitmassen an, die Schichtung des Kalkes harmonirt mit der Bankung des Syenit. Die Verhältnisse werden jedoch verwickelt durch die Tatsache, dass mehrfach jüngere Flanken-Eruptionen die älteren Syenitmassen, sowie die Muschelkalk-Decke durchbrochen und sich talab ergossen haben. Das Verhältniss dieser Flankenergüsse zur Haupt-Eruptivmasse wird durch das folgende Beispiel erläutert:

In Schrunde 5 (Karte) sieht man Syenit und Syenit-Porfyr in mächtigen Massen anstehend; besteigt man das Gehänge, so trifft man bald die Sedimente, welche (steil gegen N. fallend) den Syenit concordant überlagern; darüber ruht, wie Fig. 585 zeigt, eine Masse von dunklem

[1]) Frühere Autoren fassen die Eruptivmasse der Malgola als intrusiv und die überlagernden Sedimente als zersprengte und gehobene Schollen auf; die Beobachtungen widersprechen dieser kataklismatischen Vorstellung.

Digitized by Google

Afanit und Syenit-Porfyr, deren Bankung mit der Schichtung der Sedimente harmonirt. In den oberen Teilen beträgt die Mächtigkeit dieser steil gebankten Eruptivmasse nur wenige Meter; je weiter wir aber talwärts gehen, desto mehr schwillt sie an (über 20 *m*); zugleich bemerken wir, dass die Bankung immer flacher wird — von 70° können wir alle Übergänge bis 30° N. verfolgen. Endlich ist hervorzuheben, dass die besagte Eruptivmasse, je tiefer wir gegen das Tal hinabsteigen, umso krystallinischer wird und endlich in Syenit übergeht. Dieser Syenit ist offenbar die Fortsetzung des Afanit-Ergusses, welchen wir beobachtet haben.

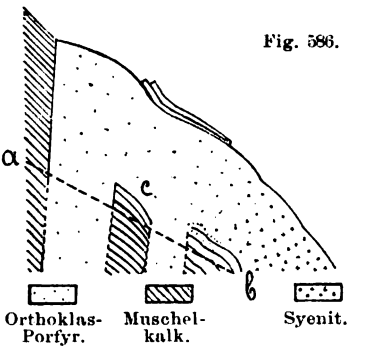


Fig. 586.

Der Syenit der Malgola wurde also von Muschelkalk überlagert, eine jüngere Masse brach hervor und floss über die Flanke ab. Dieser Strom ist in seinen oberen Teilen afanitisch, weiter talab aber erhält er in dem Masse, als er mächtiger wird, der langsameren Erstarrung gemäss auch ein immer grösseres Korn.

Den Durchbruch jüngerer Syenit-Ergüsse durch den Muschelkalk beobachtet man auch trefflich in Schrunde 7 (Karte). Oben, wo die Gehänge noch flach verlaufen, senken sich die Schichten mit geringem Winkel (15—30°); weiter unten aber fallen Gehänge und Schichten immer steiler (40—50°). Wir wandern von der Quelle abwärts zuerst über einige Schichtflächen der Sedimente, dann fort über Schutthalden. In der Höhe von 1200 *m* treffen wir Orthoklas-Porfyr und Syenit, deren Beziehung zum Muschelkalk aus Fig. 586 ersichtlich ist.

Bei *a* werden die Sedimente von einem Gang abgeschnitten. Dieser besteht seiner Hauptmasse nach aus einem hellen roten, körnigen Orthoklasgestein. Auf der östlichen Seite der Schrunde verliert diess Gestein nahe dem Contact seine deutlich krystallinische Textur und nimmt porfyrischen und afanitischen

Digitized by Google

Habitus an. An der westlichen Wand sieht man bei *c* ein Stück der durchbrochenen Sedimente. Das Eruptivgestein hat nahe dem Contacte viele Schollen des Nachbargesteines eingeschlossen und im Sinne der Bewegung des Magmas aufgestellt. Die Schollen sind fest verwachsen mit dem sie umhüllenden Gesteine. Nebenan bricht nochmals ein Gang des Feldspat-Gesteines zu Tage.

Die Eruptivmassen, welche aus den zwei besagten Gängen aufsteigen, vereinigen sich über den Sedimenten und reichen dann als eine zusammenhängende Masse hinab bis ins Tal. Nach meiner Ansicht haben wir es hier wieder mit einem Strome zu tun, welcher über die Gehänge talwärts gewandert ist. Über diesem Strome aber liegt, wie Fig. 586 andeutet, wieder Muschelkalk. Beide Gänge streichen W. und fallen steil gegen den Berg (gegen S.) ein. An der Südseite des ersten Ganges stehen die Sedimente *a* hoch an, während im Norden in gleichem Horizonte der Strom sich ausgebreitet hat; der nördliche Verwerfungsflügel hat sich also gesenkt.

Das Ganggestein unterscheidet sich auch in diesem Falle wesentlich vom Stromgestein, mit welchem es durch Übergänge verbunden ist; während in dem Ganggesteine dunkler Glimmer und Hornblende nur local und spärlich auftreten, werden diese basischen Mineralien im Strome immer häufiger. Nach kurzer Strecke ist das helle Feldspatgestein, welches vordem nur stellenweise syenitischen Habitus angenommen, in Syenit übergegangen. Aus den zwei Spalten floss also anfangs Syenitbrei aus, dann schoben kieselsäurereichere, zähere Massen nach. Diese kamen aber nicht mehr zum Ergusse, die Eruption stockte und das helle Feldspatmagma blieb in den Spalten stecken.

Über dem einseitigen Massenerguss der Malgola liegt also eine teilweise erodirte Decke von Muschelkalk, welche concordant den buckelig gebankten Syenitmassen sich anschmiegt. Sie ist im Gipfelgebiet auf grössere Strecken in Marmor (bez. Predazzit) umgewandelt. Wie an den Flanken brechen auch im Gipfelgebiet mehrere Syenit- und Afanit-Gänge (welche zumeist ONO. streichen) durch die metamorfosirten Hangend-Schichten.

Digitized by Google

Untersucht man das Westgehänge der Malgola, so sieht man in den normal gegen das Tal fallenden schlierigen und bankigen Ergussmassen an einer Stelle (bei *8* in der Karte) ein System steil aufsteigender ONO. bis O. streichender Schlierengänge (schwarze Partien in Fig. 587).

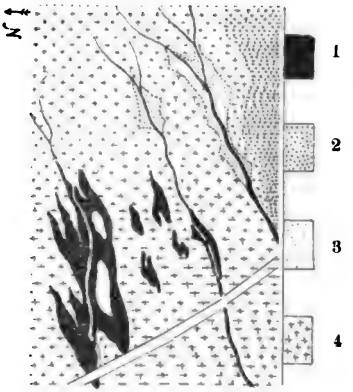


Fig. 587. 1 = dunkles Glimmergestein, 2 = dunkler Syenitdiorit, 3 = Orthoklas-Porfyr, 4 = Syenit.

Weiter gegen S. tritt man dann plötzlich aus dem Gebiete der Syenitergüsse in das der Sedimente (Werfner Schichten) über, und zwar stehen diese letzteren im S. der Malgola vom Tal bis zum Gipfel des Berges an.

Unter den Werfner Schichten folgt Grödner Sandstein, unter diesem Quarzporfyr. Diess ganze System neigt sich gegen das Senkungsgebiet von Predazzo und bricht bei der Malgola mit einer in der Karte notirten bogenförmigen Verwerfung ab; nordwärts von letzterer sind all' die älteren Gebilde in die Tiefe gesunken. Auf der Verwerfungs-Spalte ist Syenit aufgestiegen, er hat sich nordwärts im Gebiete des Senkungsfeldes ausgebreitet in der Weise, wie das schematische Modell Fig. 588 zeigt. Gegen Süden stosst diese Eruptivmasse an die steile Verwerfungswand der Werfner Schichten W. und demgemäss hat sich der Syenit aufgekuppt und an die Verwerfungswand angelagert. [1])

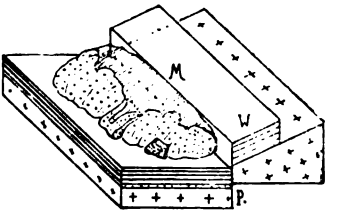


Fig. 588.

Ich bezeichne diese tektonische Form der Massenergüsse als einseitige Ergüsse. Da dieselben durch eine Verwer-

[1]) In Fig. 588 ist der Porfyr *P* durch Kreuze, der Werfner Sch. durch starke Schraffage, der Syenit durch Punktirung und der denselben bedeckende Muschelkalk *M* durch zarte, im Sinne des Gehänges verlaufende Schraffage bezeichnet.

Digitized by Google

fung bedingt sind und sich an dieselbe anlehnen, werden derartige Massen in der geologischen Karte leicht kenntlich hervortreten; das betreffende Eruptivgebiet greift auf einer Seite mannigfaltig bogenförmig aus, während es auf der anderen Seite durch eine gerade oder schwach gekrümmte Linie begrenzt ist. [1])

Der geschilderte einseitige Erguss der Malgola wurde, wie erwähnt, von Muschelkalk überlagert, dieser wurde von ONO. streichenden jüngeren Syenitgängen (Porfyr und Afanit) durchbrochen, aus ihnen floss das Magma in Form von Flankenergüssen ab und diese letzteren wurden abermals von Muschelkalk überlagert. Wo die Ströme aus den Gängen abflossen, sind sie schwach, während sie gegen das Senkungsgebiet hinab immer mächtiger werden. Der Masse und dem höheren Wasserdruck entsprechend hat das Magma in den tieferen Teilen des Massenergusses granitische Textur angenommen, während es in den höheren Partien oft afanitisch ist.

Die Massenergüsse des Mulat. Verschweissung der Übergüsse. Granitischer Kern und Lava-Kruste.

Die bez. Massen sind einfacher als jene der Malgola, insoferne sie nicht einseitig sind, in anderen Beziehungen aber sind die tektonischen und genetischen Karaktere des Complexes mannigfaltiger: Die tiefsten Massen bestehen aus Granit und Syenitergüssen, welche in verschiedenen Gebieten 300 bis 600 *m* über die Talsohle sich erheben. Darüber liegt augitführender Diorit (Monzonit) und Melafyr. Die jüngeren Eruptivmassen reichen jedoch an zwei Stellen in Form verrutschter Ströme und Trümmerhalden über die Granitgehänge hinab bis in die Ebene.

[1]) Derartige Verhältnisse können auch Folge einer Verwerfung sein, welche nach der Eruptionsperiode erfolgte. Ob die Verwerfung der Eruption voranging und dieselbe bedingte oder ob sie nach abgeschlossener Eruptionsepoche erfolgte, muss die Aufnahme entscheiden. Im ersteren Falle trifft man zwischen dem Eruptivgesteine und der Verwerfungswand einen lebendigen Verband (Apofysen-Contact), in letzterem Falle fehlt ein derartiger Verband: die Verwerfung ist nachweislich post-eruptiv.

Digitized by Google

Die Granite sind (gleich jenen der Malgola) z. T. ausgezeichnet gebankt, und zwar neigen sich auch hier die Bänke im Sinne der Gehänge gegen das Tal wie die Wellen eines Wasserfalles. Die heute erhaltenen Granitmassen haben also auch ursprünglich etwa dieselbe tektonische Anordnung gehabt, nur war das Herrschaftsgebiet vordem grösser; die Granitmassen griffen mit dem Fuss nachweislich über die heutigen Täler hinaus und reichten bis ins Gebiet der gegenüberliegenden Gehänge, wie die Karte zeigt (Granit von Vardabe und Granit 5 der Malgola). Fig. 596 zeigt die ursprüngliche und heutige Anordnung der Massen im Profil.

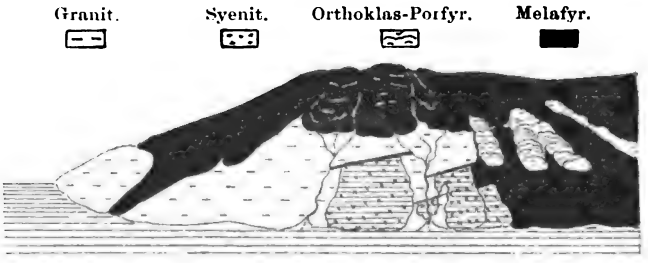


Fig. 588a.

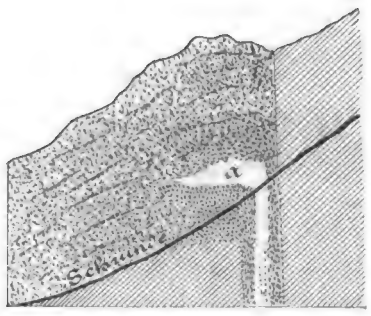
Fig. 588a zeigt den Anblick des S. Gehänges des Mulat. Der Granit des Mulat reicht einerseits bis in das Gebiet der Malgola, anderseits bis in jenes von Vardabe, später folgten die Syenitergüsse dieser zwei Gebiete und überdeckten die Enden der Granitergüsse des Mulat. Die Erosion hat derzeit die Stromenden von der Mulat-Masse abgetrennt und nun sieht man schmale Granitkeile, deren Contactfläche gegen die Gehänge der Malgola bez. Vardabe einfällt, wie Fig. 596 (Karte Punkt 5) zeigt. Die Hauptmasse des Granites ist also in diesem Gebiete älter als der Syenit; das ersieht man auch aus dem Verhalten einzelner Syenitmassen, welche im Gebiet des südlichen Mulat in Form ausgezeichneter Flankenergüsse über den Granitgehängen lagern.[1])

[1]) Einige Granitgänge im Syenit zeigen, dass auch nach dem Syenit noch granitisches Magma nachgeschoben wurde, dass also die chronologische Folge nicht scharf ist. Mehrere Beobachter haben den Granit durchwegs als jünger bezeichnet, was aber nicht zutrifft. Die jüngeren Granit-Nachschübe werde ich später erörtern.

Digitized by Google

Wenn man am südlichen Mulat durch die grosse westliche Schrunde (*15* in der Karte) absteigt, sieht man, wie die Syenitmasse *11* auf dem Granit aufsitzt. Die Oberfläche des Granites und die überlagernde Syenitmasse neigen sich gegen das Tal; der Syenit bildet also einen (aus einer O. streichenden Gehängespalte der Granitmassen) abgeflossenen Flankenstrom. In Schrunde *12* trifft man einen schwachen Syenit-Diorit-Erguss (Fig. 589) mit eingeschalteter heller orthoklasreicher Schliere *a*. Die schlierige Masse ist, wie der Aufschluss zeigt, aus einer unter *a* niedergreifenden Gangspalte aufgestiegen. Der talwärts liegende Verwerfungs-Flügel des Granit ist gesunken und die Senkungs-Stufe wurde (hier wie bei der Malgola) durch die aufdringende syenitische Masse ausgeglichen. Auch die Richtung dieser Eruptions-Spalte ist ONO. Der Strom *13* (Karte) zeigt dasselbe Verhältniss; man beobachtet hier, dass beide Gesteine im Contact sich bald scharf von einander absondern, bald aber innig miteinander verschweisst und verwachsen, ja durch Übergänge zu einer Einheit verbunden sind. Der ältere Erguss war wohl (wie aus später vorzuführenden Beobachtungen folgt) als der jüngere Durchbruch und Überguss erfolgte, noch so heiss, dass nach dessen Überdeckung eine Durchwärmung und locale Wiedererweichung der Erstarrungskruste der liegenden Ergussmasse stattfinden konnte.

Fig. 589.



Granit. Syenit. Syenit-Porfyr.

Von diesen Syenitmassen weichen wesentlich ab die Ergüsse *19—24* der Karte. Diese Ströme bestehen aus Feldspat-Porfyr, welcher schlierenweise umgewandelten Nefelin (Libenerit) führt. Die Stromform gleicht jener der zähen Trachytergüsse; Flanken und Stromstirn fallen steil ab, das Magma war zähe. Gut aufgeschlossen ist Strom *23* (Karte), durch welchen der Bach ein steiles Felstor gerissen hat. Der Strom

Digitized by Google

zeigt an seiner Basis jene Brezzienbildungen, welche durch das Überrollen erstarrender Lavaströme so häufig entstehen.

Bei diesem Prozesse werden die Trümmer der Erstarrungskruste mit den inneren, noch weichen Teilen des Stromes verknetet, auch kann der Erguss alles lose Material des Bodens, über den er rollt, umhüllen und mitschleppen.

In der Brezzie, welche sich an der Basis des Stromes 23 ausgebildet, sieht man grüngraue und hellrote Brocken und Fetzen wirr durcheinander gemischt und eingebettet in einem Gesteinsbrei, welcher bald der einen, bald der anderen Art der Bruchstücke ähnelt, im Allgemeinen aber kleinkörnig bis afanitisch ist. Die Bruchstücke grenzen sich teils scharf gegen den Gesteinsbrei ab, bald aber verfliessen die Grenzen; ein Teil der Brocken war also schon starr, ein anderer aber noch teilweise weich oder er wurde durchwärmt und verschweisst.

Die durcheinander gekneteten Gesteinsarten sind vorherrschend roter Feldspat-Porfyr (und Afanit), Monzonit und Melafyr. Auch kleinkörniger Granit und Diabas kommen als Endglieder in diesem mannigfaltigen, schlierigen Ergusse vor.

Tritt man in das Felstor selbst ein, so sieht man an der Ostseite eine brennrote gangförmige Masse im grauen Gefels aufsteigen. Beide Gesteine sind durch Übergänge miteinander verbunden; das rote Gestein bildet einen Schlierengang im grauen. Auf der Westseite wiederholt sich dieselbe Erscheinung, doch ist hier der Wechsel des Gesteins etwas mannigfaltiger; beiderseits ein zwischen Syenit-Porfyr und Syenit schwankendes Gestein; darin setzt ein ganzes System von grauroten und hellroten Schlierengängen auf. Alle streichen zwischen SSO. und SO.

Blickt man in die Höhe und begeht man die steilen Gehänge dieses merkwürdigen Stromes, so sieht man, wie diese roten, gangförmig aufsteigenden Schlierenmassen sich gegen oben ausbreiten, immer aber seitlich und im Hangenden vom grauen Gestein gedeckt bleiben. Der rote Nachschub ist im grauen, so lange dieser noch weich war, aufgestiegen, hat sich auch in

Digitized by Google

ihm seitlich ausgebreitet und ist mit und in dem grauen Strome talwärts gewandert. Wie die flüssige Lava in der um sie sich bildenden Erstarrungskruste (Schlackenpanzer) sich ausbreitet und in und mit diesem Panzer vorwärts wandert, gerade so ist auch der rote Brei mit und im grauen Strom-Mantel talwärts vorgerückt. Der graue Strom stammt aus einem SO. streichenden Gange; in eben diesem Gange sind die roten Breimassen aufgestiegen und nachgerückt, sie sind bis ins weiche Innere des grauen Stromes als Schlierengänge emporgedrungen und dann haben sie sich

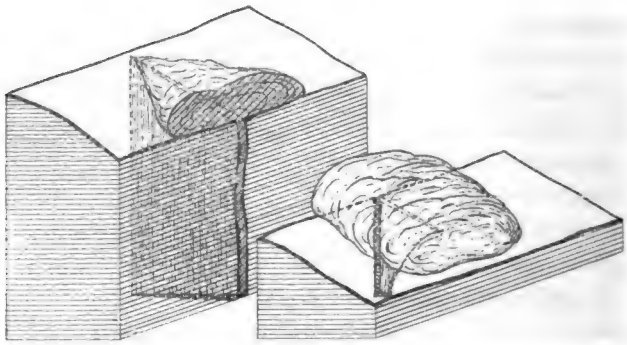


Fig. 590.

in der erwähnten Weise seitlich ausgebreitet und talwärts vorgeschoben. Das beistehende Profilmodell Fig. 590 erläutert den Vorgang und die räumlichen Beziehungen.

Auch tektonisch unterscheiden sich diese Ströme wesentlich von den Syenitergüssen: während die ersteren aus Ost-Spalten abflossen, stammen die letzteren ebenso wie die meisten Melafyre aus N. streichenden Spalten [1]) (NNW. bis NW.). Die ersteren folgen den Gehängen der älteren Ergussmassen, während die letzteren talab niedersetzen. Dementsprechend ergossen sich aus den ersteren Spalten breite, aus den letzteren hingegen schmale Flankenströme (vgl. die Karte).

[1]) Man sieht am südlichen Mulatgehänge mehrere vom Granit scharf abgesonderte, N. streichende Melafyrgänge; der Granit war in diesen Partien erstarrt, als der Melafyr durchbrach.

Digitized by Google

Die geschilderten Feldspat-Porfyr-Ströme sind die jüngsten Ergüsse des Gebietes. Chronologisch schalten sich zwischen sie und die liegenden Granit- und Syenitmassen des Mulat jene mächtigen Massen von Augit-Diorit (Monzonit) und Melafyr ein, welche den Gipfel des Berges beherrschen und die im Folgenden besprochen werden sollen.

Die Hauptmasse der Gipfel-Ergüsse besteht aus augitführendem Syenit-Diorit (Monzonit); über diese Ergussmassen (wie auch über den Granit und Syenit der Mulat-Basis) breitet sich Melafyr, welcher neben Plagioklas und Augit häufig Orthoklas und anderseits mitunter auch Olivin führt. Diese Melafyre erweisen sich bald als Übergüsse, bald aber als Kruste des mächtigen Monzonit-Ergusses, welcher im Hangenden mehrfach durch Übergänge mit dem Melafyr verbunden ist. Wir haben also im Monzonit einen krystallinen Erguss vor uns, welcher in seinen äusseren und oberen Teilen die Textur einer Lava annimmt oder umgekehrt: das Gipfelgebiet besteht aus basischen Lavaergüssen mit krystallinem Kern. Während die Granit- und Syenit-Ergüsse der Mulat-Basis (welche wie die gleichzeitig sich bildenden Sedimente beweisen, in namhafter Meerestiefe erstarrten), fast durchaus krystallin sind, hat das in geringer Meerestiefe geförderte Monzonit-Magma sich in seinen äusseren Partien durchwegs stark aufgelockert und ist als Lava erstarrt. [1])

Die gesammten Verhältnisse der Süd- und Südost-Seite des Mulat überblickt man trefflich von der Malgola und vom Viesena aus. Da erhält man das folgende Bild (Fig. 588a):

Granit bildet die Grundmasse; aus den Flanken dieses Ergusses sind die breiten Syenit-Ströme abgeflossen, Monzonit-, Porfyr- und Melafyr-Ströme überkleiden diese älteren Ergussmassen. Die Granit- und Syenit-Ergüsse gehören der unteren Trias an, die Melafyre aber wurden während der mittleren Trias (Wengener) gefördert.

[1]) Klipstein hebt diese Tatsache bereits hervor und bemerkt treffend, dass hier offenbar plutonische Felsarten von verschiedener Textur sich in ein und derselben Alters-Epoche wechselseitig vertreten und miteinander durch Übergänge verbunden sind. (Vicarirende Eruptiv-Facies.)

Digitized by Google

Nachschübe. Gegenseitige Verquickung von Granit und Melafyr.

Nachdem ich diese Beziehungen constatirt, gehe ich schliesslich über zur Besprechung der merkwürdigen Erscheinungen in den höheren Horizonten des Granit-Ergusses *15—16* der Karte. Ich habe der Einfachheit wegen früher nur von den alten Granit-Ergüssen, welche von jüngeren Massen über-

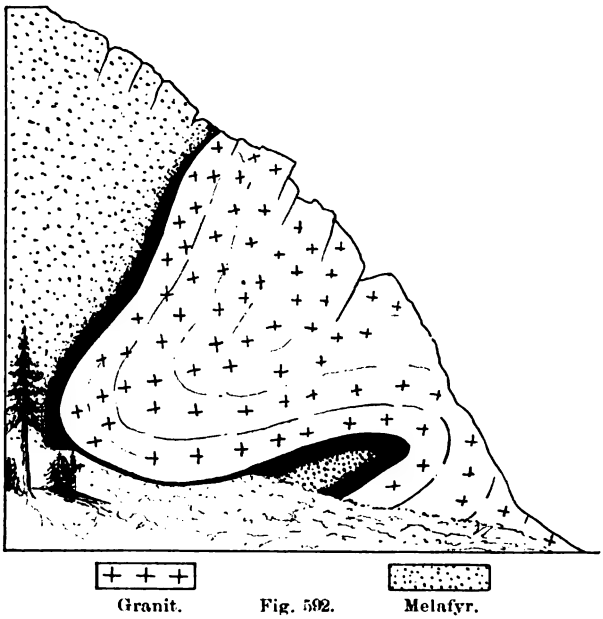


Fig. 592.

lagert werden, gesprochen. In der Tat sind die Verhältnisse aber viel complicirter:

Zunächst fällt es auf, dass der Granit in seinen obersten Horizonten an vielen Stellen porfyrischen Habitus annimmt. Mitunter tritt der Quarz zurück und wir haben dann Feldspat-Porfyr vor uns. Einzelne Schlieren von Feldspat-Porfyr trifft man auch in den zwei grossen Schrunden im normalen Granit eingeschaltet; Liebenerit (Nefelin) tritt da und dort als Gemengteil auf. Noch höher im Gehänge steht auch eine prächtige Quarz-Porfyr-Schliere an. Wir sehen also,

Digitized by Google

dass die Granitergüsse gleich der Monzonitmasse in den obersten Partien, wo ein geringer Wasserdruck über ihnen lastete, porfyrisch aufgelockert sind und dass mehrfach Übergang in basischeres Magma platzgreift. Dementsprechend enthalten die in höherem Horizonte anstehenden Massen neben Flüssigkeits- auch Glas-Einschlüsse, während die tieferen Partien (im Gebiete der Talsohle) immer nur Flüssigkeits-Einschlüsse führen. [1])

Ausserdem treten im besagten Gebiete ganz überraschende Wechselbeziehungen zwischen Granit und Melafyr auf. [2]) Die Aufschlüsse sind in der westlichen Schrunde grossartig.

Der Granit ist im ganzen Gebiete buckelig gebankt und wölbt sich gegen das Tal hinunter. Tiefe Risse gehen durch die Gesteinsmassen nieder; die dazwischen aufragenden Granitpfeiler und Mauern bieten die schönsten Profil-Aufschlüsse. Geht man im besagten Schrundengebiete von W. gegen O., so erhält man die folgenden Aufschlüsse. Zunächst sieht man das beistehende Bild (Fig. 592):

Die Granitgrenze fällt steil gegen N. unter den Melafyr ein, biegt sich dann aber wieder vor; ein Keil von Melafyr ragt in den Granit. Der Melafyr ist im Contact mit dem Granit zu einem bröckelig-klüftigen braunen Glas (Pechstein) gefrittet. [3]) Der Granit anderseits verliert im Contact häufig seinen Quarzgehalt und wird zu rotem Syenit oder Feldspat-Porfyr (Resorption). Einzelne Schlieren dieser Art trifft man auch im anstossenden Melafyr-Pechstein.

In den benachbarten Schrunden wiederholen sich diese Erscheinungen mit Variationen in der Weise, wie Fig. 593 zeigt. In der dritten und vierten Wand (von W. gegen O. gerechnet) sieht man Profile, während die Gesteinsmassen der ersten und zweiten Wand eine Vollansicht gewähren. Man bemerkt, dass die Granit- und Melafyrmassen ineinandergreifen, wie die beiden Hälften eines Muschelschlosses. Denken wir uns die einzelnen Gestaltungen ergänzt und miteinander in den Zusammenhang gebracht, in welchem sie standen, bevor

[1]) Mojsisovics und Sigmund cit.

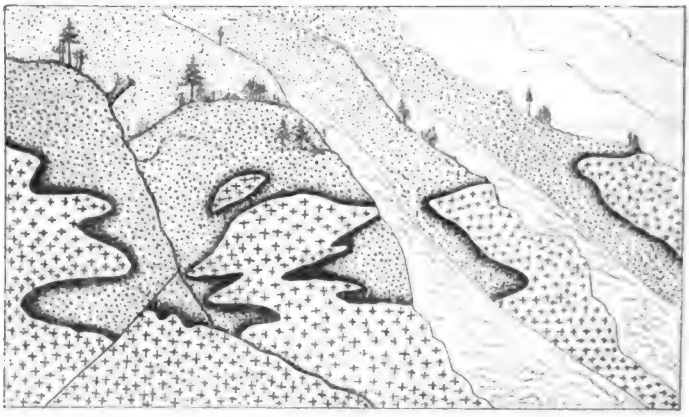
[2]) Studer erwähnt die merkwürdige Verquickung beider Gesteine.

[3]) In der Figur habe ich diese Frittungszone schwarz gehalten.

Digitized by Google

die Erosion so tief eingegriffen, so erhalten wir das folgende Bild: Die Granit- und Melafyrmassen haben lange faltige Wülste geworfen, mit welchen sie ineinander eingriffen, diese Wülste erstrecken sich parallel der Richtung des

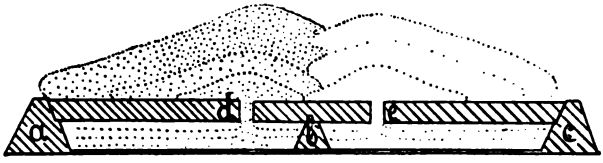
West. Fig. 593. Ost.



Mulatrückens. Unzweifelhaft waren beide Gesteine plastisch als die gegenseitige Einschmiegung vor sich gieng.

Ich habe die besagte Erscheinung experimentell nachgeahmt: In einen Lehmrahmen, dessen Profil *a c* in der bei-

Fig. 594.



stehenden Fig. 594 dargestellt ist, brachte ich eine Scheidewand *b* aus Lehm an. In den Raum *b c* goss ich weissen, in *a b* gefärbten Gyps. Nun wurde ein mit zwei Spalten *(d, e)* versehenes Brett aufgesetzt und abwechselnd gegen das eine und das andere Gypsbehältniss niedergedrückt. Die Ergüsse näherten sich einander; durch stärkeren Druck auf *d* wurde eine grössere Quantität dunklen Gypses hervorgepresst — in

Digitized by Google

Folge dessen griff der dunkle Erguss in der Art, wie es die Figur zeigt, über den hellen Erguss. Dann wurde wieder heller Gyps ausgepresst; er überstülpte und überströmte den schwarzen Ergusslappen u. s. f., wie die punktirten Linien anzeigen. Gräbt man nun durch das Modell (Erosions-)-Rinnen ein oder schneidet man es durch, so erhält man eben solche Profil-Figuren, wie wir sie am Mulat beobachtet.

Die vorgeführten Tatsachen zeigen uns, dass der Granit noch weich war und Nachschübe erfuhr zur Zeit der (Wengener) Melafyr-Eruptionen. Nun wissen wir aber, dass Granit schon während des Muschelkalkes zur Förderung kam; um diese Tatsachen zu vereinen, sind wir gezwungen, anzunehmen, dass die Granit-Eruptionen während einer sehr langen Zeit nicht erstarrten. Diese Annahme erscheint nicht unnatürlich, wenn man bedenkt:

1. dass die Granitergüsse etwa 700 *m* mächtig sind;

2. dass sie von den gewaltigen Monzonit- und Melafyr-Massen überdeckt (und also durchwärmt) wurden, wodurch der Wärmeverlust gegen oben gehemmt war;

3. beweisen uns die oben angeführten Erscheinungen, dass innerhalb der Granitmassen bis in die Zeit der Melafyr-Eruptionen Nachschübe erfolgten. Diese drei Momente haben bewirkt, dass die Granitmassen durch so lange Zeit plastisch blieben.

Canzocoli. Überwucherung der Massenergüsse durch Triaskalk; Hangend-Contact.

Interessant ist das Verhältnis der Sedimente zu den Eruptivmassen von Canzocoli, Fig. 595. Über den Werfner Schichten kommt die Kalk-Facies der Trias (Muschelkalk und Wengener) zu continuirlicher Entwicklung.[1]) Zwei mächtige Syenitmassen füllen den Raum bis hoch in den Wengener Horizont. Dann folgt Melafyr, über welchen im Hangenden der (z. T. hoch metamorfosirte) Wengener Kalk übergreift (*c d* in Fig. 595). Ich deute diese Verhältnisse folgender-

[1]) Vergl. Mojsisovics: Dolomitriffe. S. Tirol.

Digitized by Google

massen: Während das Kalkriff sich aufbaute, wurde die Tiefe von Syenit-Ergüssen erfüllt.

Darüber kuppten sich die Melafyre auf und wurden nachträglich von dem weiterwachsenden Riff überkleidet und übergreifend bedeckt. Die liegenden Massen blieben aber noch

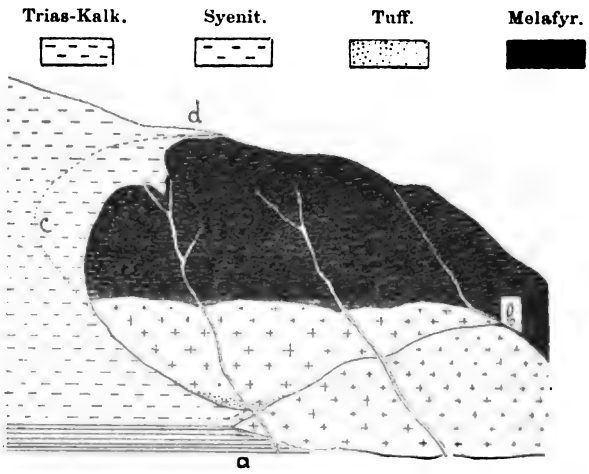


Fig. 56.

lange (wohl in Folge von Nachschüben) heiss, wesshalb die hangenden Kalke metamorfosirt wurden (vergl. das Kap.: Hangend-Contact).

Ich beschränke mich auf die Karakteristik dieser wichtigen Typen und fasse im Folgenden ins Auge die

Tektonik des Senkungsfeldes.

Im S. unseres Gebietes verläuft die Malgola-Verwerfung in der Richtung ONO., hinter dieser Verwerfung — gegen S. — stehen Porfyr, Grödener Sandstein und Werfener Schichten hoch an, während im nördlich vorliegenden Gebiete (Predazzo) diese Gebilde in die Tiefe gesunken sind. Ein Teil des Senkungsfeldes ist durch Syenit, welcher auf der Verwerfung empordrang, aufgefüllt worden. Wir haben im Gebiete der Malgola ferner den Schlierengang *8* nachgewiesen; dieser entspricht offenbar einer mit der Haupt-

Digitized by Google

verwerfung parallel verlaufenden Nebenspalte. Der Flankenerguss, welcher in der Schrunde 7 so schön aufgeschlossen ist, kommt ebenfalls auf einer in der herrschenden Richtung verlaufenden Verwerfung empor. Auch verlaufen mehrere Gänge in dieser Richtung (zwischen 8 und 10 in der Karte).

Ausser diesen mit der Hauptverwerfung harmonirenden Spalten beobachtet man aber auch mehrere Gänge, welche quer gegen die herrschende Richtung verlaufen.

Dieselben tektonischen Beziehungen zeigt auch das nördlich vom Mulat gelegene Gebiet von Vardabe; auch hier ist ein einseitiger Syenitergus aus einer Längsspalte aufgestiegen, nur ist in diesem Falle der gegen N. gelegene Flügel stehen geblieben und das südliche Feld abgesunken.

Die Verwerfungen des Mulatgebietes sind nicht minder klar angezeigt: Alle Ergüsse haben sich nach einer NO. verlaufenden Richtung angeordnet; es entstand so ein langer Massenerguss-Rücken. Aus den Flanken und vom Scheitel dieses Rückens kamen fortwährend neue Ergüsse; sie bedeckten die älteren Massen in der Weise, wie der Sattel den Rücken des Pferdes überkleidet. Aus dieser Anordnung der Ergüsse können wir nun zunächst schliessen, dass der Mulatrücken einer in NO. verlaufenden Haupt-Eruptionsspalte entspricht. Ferner kann man teils direct beobachten, teils aus dem Verlaufe des oberen Stromwulstes erschliessen, dass die Flankenströme am S.-Gehänge des Mulat (*11, 12, 13*) gleichfalls auf ONO.-Spalten, welche im Gehänge der älteren Ergüsse aufbarsten, hervorbrachen.

Andere Ergüsse zeichnen sich dadurch aus, dass sie (wenigstens nahe dem Ursprunge) schmal sind; diese dürften aus Spalten stammen, deren Verlauf mit dem Fallen des Berggehänges harmonirt, also aus Spalten, welche quer gegen die Hauptspalten des Mulat verlaufen.

Ausserdem sind mehrere derartige Quergänge durch die Erosion aufgeschlossen: In den Granitergüssen, in den Strömen *13* und *11* und am Rücken des grossen Mulat trifft man deren. Auch haben wir in den Strömen *14* und *23* Schlierengänge beobachtet, welche quer gegen die Hauptspalte verlaufen.

Digitized by Google

Endlich habe ich noch die Viesena-Verwerfung zu besprechen. Die Verhältnisse liegen hier folgendermassen: Die südöstliche Hälfte des Viesena-Gebietes besteht aus Grödener Sandstein, Werfener Schichten, Muschelkalk; die nordwestliche Hälfte hingegen ist aus der Fortsetzung jener Eruptivmassen, welche den Mulat bilden, aufgebaut. Über beiden Massen liegt eine Decke von Wengener Kalk, welcher im Contact zu Marmor umgewandelt ist. Die Deutung dieser Verhältnisse ist einfach: Eine NO.-Verwerfung setzt durch das Viesena-Gebiet;[1]) der südliche Flügel der Verwerfung ist in hohem Nivo stehen geblieben, der nördliche aber hat sich (um etwa 1500 *m*) gesenkt. Das Senkungsfeld wurde allmählig von Eruptiv-Gebilden aufgefüllt,[2]) bis der Rand des stehen gebliebenen Verwerfungs-Flügels beiläufig erreicht war — dann wurden die älteren Sedimente einerseits und die Eruptivmassen anderseits gleichmässig von jüngeren (Wengener) Sedimenten überdeckt.

Es erübrigt, der vorliegenden Zusammenstellung einige Bemerkungen über die in unserer Gegend auftretende Klüftung hinzuzufügen. Wir haben erfahren, dass vor Allem eine ausgezeichnete N.-Klüftung (untergeordnet nur eine O.-Klüftung) alle Gesteine der Malgola und des westlichen Mulat zerschnitten hat. Diese Richtung harmonirt mit dem Verlaufe der Querspalten, auf welchen die jüngeren (Wengener) Eruptivmassen emporgedrungen sind.

Es scheint also, dass die gebirgsbildende Bewegung in der jüngeren (Wengener) Zeit vorwaltend N.-Klüfte schuf, während sie zur Zeit des Muschelkalkes hauptsächlich ONO.-Dislocationen bewirkte. Syenit und Granit drangen auf den älteren ONO.-Spalten, die jüngeren Porfyre und Laven aber vorwaltend auf den N.-Spalten empor.

[1]) Vergl. v. Mojsisovics' Karte. Die Viesena-Verwerfung trifft in ihrer Fortsetzung auf die Malgola-Spalte. Ob beide gesonderte Dislocationen oder ob sie eine gekrümmte Verwerfung darstellen, lässt sich nicht entscheiden.

[2]) Analogie mit Malgola und Vardabe.

Digitized by Google

Wir sind nach Besprechung dieser einzelnen Erscheinungen vorbereitet, das ganze tektonische Bild der Umgebung von Predazzo zu betrachten. Im N., O. und W. unseres Gebietes stehen die Werfener Schichten (und ältere Gebilde) hoch über dem Talboden an, während sie im Gebiete von Predazzo überall unter die Talsohle sinken. Das Senkungsgebiet umfasst die ganze Landschaft bis zum Viesena und bis zum Gipfel der Malgola. Da, hinter der gewaltigen Verwerfung von Viesena-Malgola stehen Porfyre und Werfener wieder hoch (mehr als 1000 *m* über der Talsohle) an. In dem so begrenzten Senkungsgebiete von

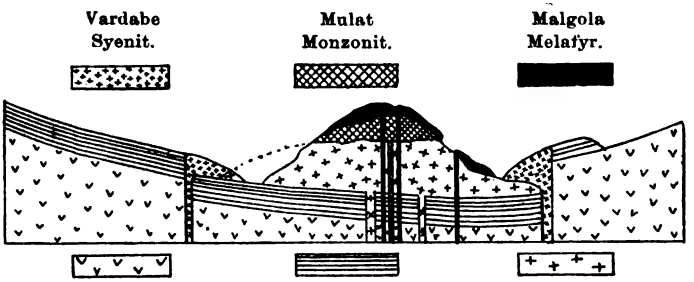


Fig. 596.

Predazzo sind die Eruptivmassen auf einem Systeme von Längs- und Querspalten zur Förderung gekommen.

Die Syenit-Ergüsse von Vardabe und Malgola sind einseitig, während die Massen von Mulat (und Canzocoli) sich symmetrisch ausbreiteten. Über den Granit- und Syenit-Ergüssen häuften sich Melafyr-Ergüsse an, wie Profil Fig. 596 zeigt.

Die Eruptionen dauerten im Gebiete des Mulat (und in den westlichen und nördlichen Gegenden) auch während der Ablagerung der Wengener Schichten an. Im W., N. und O. unseres Senkungsgebietes wucherte damals ein weiter Kranz von Kalkriffen empor; im Senkungsgebiete selbst aber quollen — natürlich vom Meere bedeckt — fort und fort die Eruptivmassen; da konnte keine organische Tätigkeit Platz greifen. —

Digitized by Google

Das folgende Profil Fig. 597 ergänzt diese Vorstellungsreihe:

Man sieht, wie der N.-Flügel der Viesena-Verwerfung (um etwa 1500 *m*) sinkt. Über den Muschelkalk lagern sich im nördlichen Gebiete des Latemar unmittelbar Wengener Schichten ab, während im Gebiete der Viesena-Verwerfung basische Gesteine empordringen. Sie füllen allmählig die Tiefen der Viesena-Verwerfung. Endlich haben die Eruptivmassen beiläufig den Rand des stehengebliebenen Verwerfungs-Flügels (von Viesena) erreicht. Da greifen die Wengener Sedi-

Fig. 597.

mente, welche sich unterdessen am Viesena abgelagert, herüber und überkleiden auch die Eruptivmassen. So wird die gewaltige Verwerfung zuerst durch Auffüllung und dann durch Überkleidung ausgeglichen und maskirt.

Überblicken wir nun das ganze Senkungsgebiet (ohne Rücksicht auf die Eruptivmassen), so sehen wir, dass es aus einer südöstlichen, sehr flachen, und aus einer nordwestlichen, ziemlich tief gesenkten und ausgebauchten Halbmulde besteht. Beide Halbmulden neigen sich gegen das zerspaltene, zertrümmerte Senkungsgebiet von Predazzo.

Ich habe, um die Beziehung der wichtigsten Eruptivmassen zur Viesena-Malgola-Verwerfung anschaulich zu machen, die wichtigste Partie des ganzen Gebietes in zwei Parallelstücken modellirt und führe hier beide vor.

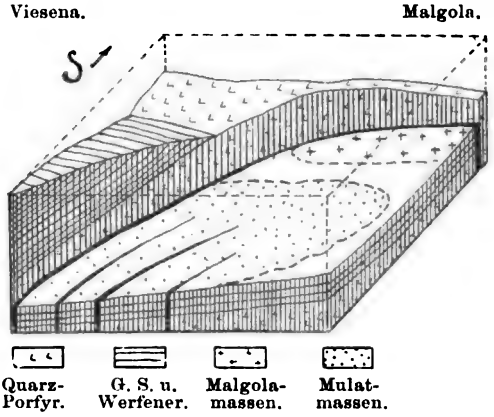
In Fig. 598 sind die räumlichen Verhältnisse zum Schlusse der Werfener Zeit dargestellt. Man sieht die Hauptver-

Digitized by Google

werfungen, durch Punktirung und Kreuze ist die spätere Ausbreitung der Malgola- und Mulatergüsse angedeutet.

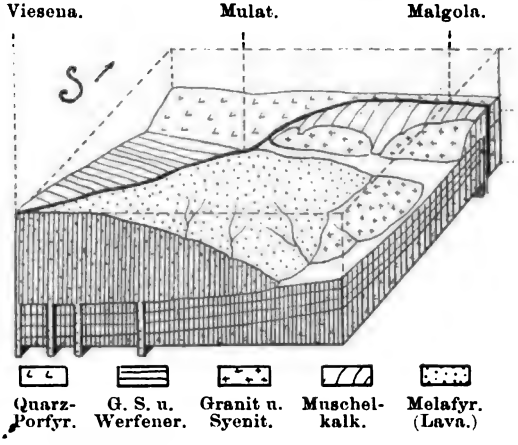
In Fig. 599 sieht man, wie die Mulat- und Malgola-Eruptionen das Senkungsgebiet aufgefüllt haben.

Fig. 598.



Aus den zahlreichen, im ersten Modelle angedeuteten Spalten sind im Laufe der Zeit zuerst granitische, dann por-

Fig. 599.



fyrische und afanitische Gesteine aufgequollen, sie haben das Senkungsgebiet grossenteils aufgefüllt und ausgeglichen. Die Sedimente, welche rings um das Senkungsgebiet zu einer continuirlichen Entwicklung gelangten, griffen schliess-

Digitized by Google

lich auch über die im Senkungsgebiete emporgequollenen Eruptiv-Gebilde und überkleideten sie da und dort.[1])

Die Bildung von Sedimenten hörte während der Eruptionen im Senkungsgebiete auf, was sich erklärt, wenn man bedenkt, dass erstens das fortwährende Emporquellen von Eruptivmassen und die hiermit verbundene Exhalation gewiss hinderlich gewirkt haben; zweitens, dass die Organismen an mässige Tiefen des Meeres gebunden sind und dass sie nicht weiter gedeihen können, wenn eine bedeutende Senkung platzgreift.

So ist wohl während des Muschelkalkes, als das Gebiet des Mulat in die Tiefen sank, eine Verödung eingetreten. Erst nachdem die Syenitmasse der Malgola bis an den Rand des Verwerfungsfeldes emporgequollen war, griffen Muschelkalk-Sedimente in das Bereich des Senkungsgebietes ein.

Im Gebiete des Mulat aber blieb es öde. Die Granitmassen konnten die Senkungstiefen lange nicht auffüllen; spät erst wuchs das ganze System von Ergüssen bis in die lebensvollen Höhen des Meeres hinauf. Erst nachdem sie bis nahe an den Verwerfungsrand gekommen waren, breitete sich das organische Leben (Wengener Kalke) vom höheren Verwerfungsrande aus auch über die eruptiven Massen. So sehen wir denn, wie durch lange Zeiträume im Senkungsgebiete nur eruptive Facies herrschte, während ringsum die sedimentäre Facies zu continuirlicher Entwickelung kam.

Gerade im Senkungsgebiete sind die grössten Massen von Eruptiv-Gesteinen emporgequollen; die eruptive Tätigkeit hat also die Tendenz, die entstandenen Depressionen auszufüllen und auszugleichen.

[1]) Ob es im Gebiete des Mulat je zu einer vollständigen Überwucherung kam, ist zweifelhaft; heute finden wir, wie die Karte zeigt, nur an einer Stelle ein Relikt von Muschelkalk (bei Mezzavalle). Mit Bestimmtheit können wir sagen, dass während der Ablagerung jener Ströme, welche heute noch unerodirt bestehen, keine Sedimente abgelagert wurden — sonst müssten wir ja die Sedimente als Einschaltungen zwischen den besagten Strömen antreffen.

Digitized by Google

Analog verhalten sich die organogenen Sedimente gegen Senkungen: Eine langsame Senkung des Bodens hat ein anhaltendes und ausgiebiges Wuchern der Organismen zur Folge und bald erreichen die Sedimente eine grosse Stärke. So hat die organische Tätigkeit das Bestreben, die durch Senkung entstandene Mulde oder Lücke auszugleichen. In gleicher Weise haben auch die Eruptiv-Gebilde die Tendenz, Senkungsfelder auszufüllen.

Ein wesentlicher Unterschied besteht jedoch zwischen beiden Factoren: Wenn die Senkung rasch vor sich geht, erlischt das Leben im betreffenden Senkungsfelde und die organogene Facies kommt in der Folge im Senkungsfeld nicht mehr zur Entfaltung, während die Eruptiv-Facies unter allen Umständen das Senkungsfeld ausgleichen kann.

Gegensatz meiner Auffassung gegen die ältere Deutung.

Das vorliegende Gebiet gleicht den vulkanischen Bruchkratern, insoferne in beiden Fällen durch Brüche bedingte Senkungsfelder sich bilden. Ein Bruchkrater mit centralem Vulkankegel (vgl. Santorin, Krakatau) ergiebt das Profil 20, 21. Richthofen stellt sich in analoger Weise vor, die Massen von Predazzo füllten einen trichterförmigen Schlot. Nach meiner Aufnahme ergiebt sich hingegen das Profil 596. Die Brüche sind in diesem Falle im Gegensatze zu den Erscheinungen an Bruchkratern unregelmässig, sie sind nicht circulär, sondern folgen im Wesentlichen den tektonischen Zügen des Gebirges. Die geförderten Massen haben zumeist den Habitus von Massenergüssen, nur in den obersten Horizonten kommt die vulkanische Facies zur Herrschaft. Die Eruptivmassen sind nicht central angeordnet, sondern neben einer über Längsspalten aufgekuppten Masse treten auch einseitige Randmassen auf; Tuffe fehlen. Die Verhältnisse unterscheiden sich also in all' diesen Punkten von den an Bruchkratern beobachteten und selbst das Senkungsfeld hat in ein und dem anderen Falle einen wesentlich verschiedenen Karakter. Im

Digitized by Google

Gegensatze zu meinen Vorgängern fasse ich den Vorgang nicht als einen kataklimatischen, intrusiven und zertrümmernden, sondern als eine ruhige und lange anhaltende vicarirende Ablagerung und Anhäufung sedimentärer und eruptiver Facies auf. Während nach v. Mojsisovics die Eruptionen sich in dem Wengener Horizont zusammengedrängt haben, behaupte ich, dass dieselben schon vor dem Muschelkalk begannen und bis in den obersten Wengener Horizont anhielten.

Überblick.

Das Gebiet von Predazzo ist eine von O.—W. streichenden Verwerfungen durchsetzte Senkungs-Mulde, innerhalb deren sich während der Trias Eruptivmassen angehäuft haben. Während der unteren Trias drangen Granit und Syenit auf, welche sich als bilaterale und als einseitige Massenergüsse entfalteten. Die Granitmassen werden z. T. von jüngeren syenitischen Flankenergüssen überlagert, an einigen Stellen des Senkungsfeldes gelangen auch Muschelkalk-Sedimente als vicarirende Facies zur Ablagerung.

Während der mittleren Trias (Wengener) kommen basische Eruptivmassen (Monzonit, Melafyr) zur Förderung, welche die älteren Eruptivmassen überlagern. Die Gesteine der ersten Epoche sind aus O.—W.-Spalten, die der zweiten Epoche vorwaltend aus N.-Spalten gefördert worden; die ersteren kamen in tieferem Meere zum Erguss und sind grossenteils krystallin, während die jüngeren Gesteine in seichterem Meere gefördert wurden und demgemäss vorwaltend den Karakter von Porfyren und Laven haben.

Nachdem die Eruptivmassen das Senkungsfeld grossenteils ausgefüllt, breiteten sich die im Umkreise herrschenden Trias-Sedimente auch z. T. über die Eruptivmassen aus, sie wurden durch die Wärme der unterlagernden Massenergüsse z. T. metamorfosirt. Diess ist der wesentliche Gang der Ereignisse; im einzelnen zeigen sich jedoch Abweichungen. Es ergibt sich, dass Porfyre und Afanite local schon zur Zeit des Muschelkalkes (in Verbindung mit Syenit) auftreten,

Digitized by Google

der Monzonit, welcher im Gebiete des Mulat über den granitischen Ergüssen des Mulat liegt, tritt örtlich in Verband mit dem Syenit (der Malgola) auf, anderseits steht Syenit und Orthoklas-Porfyr auch durch Übergänge in Verbindung mit Melafyr (Canzocoli). Der Monzonit des Mulat bildet gleichfalls keine geschlossene Einheit, sondern erscheint local verwachsen mit Melafyr.

Auch der Granit bildet keine abgeschlossene Einheit, sondern man trifft einzelne granitische Schlieren im Syenit (Malgola), ja einzelne Granit-Nachschübe erfolgen noch zur Zeit der Wengener. (Mulat.) Kurz: Keine bestimmte Eruptiv-Facies ist an einen fixen Horizont gebunden, sondern es treten Wiederholungen derselben Facies in verschiedenen Horizonten auf.

Der genetische Zusammenhang zwischen Textur der Eruptivgesteine und Erstarrungstiefe liegt klar: Die im tieferen Meere erfolgten Ergüsse der älteren Epoche sind grossenteils granitisch, in den höheren Horizonten haben diese Massen aber auch z. T. porfyrische Textur. In der Tiefe beherbergen die Eruptivmassen Flüssigkeits-Einschlüsse, in den höheren Partien trifft man neben Flüssigkeits- auch Glaseinschlüsse. Denselben texturellen Gegensatz weisen auch die jüngeren syenitischen Flankenergüsse auf, welche gleichfalls in den oberen Teilen porfyrische und afanitische Textur besitzen. Die in höheren Horizonten abgelagerten, jüngeren Eruptivmassen sind in ihren inneren Teilen noch krystallin (Monzonit des Mulat), während in den äusseren Teilen der Habitus von Lava (Andesit, Melafyr) herrscht.

Massenergüsse in Senkungsfeldern. Der Kastenbruch von Klausen in Tirol;[1]) Grundschollen und Randschollen.

Im Falle von Predazzo sind in dem von Verwerfungen umgrenzten und durchsetzten Senkungsfeld einzelne Massenergüsse gefördert worden, welche ihre individuelle Einheit wahren und das Senkungsfeld nur partiell füllen; in anderen

[1]) Teller-John: Klausen. Jb. geol. Reichs., 1883 hat eine treffliche Aufnahme geliefert; er deutet jedoch die Eruptivmassen im Sinne der

Digitized by Google

Fällen breiten sich die einzelnen Ergüsse so lange aus, bis sie das ganze Senkungsfeld erfüllen und eine geschlossene Masse bilden.

Zahlreiche Brüche,[1]) welche bald dem Streichen des Schiefers folgen, bald dasselbe unregelmässig verqueren, durchsetzen das Schiefergebirge von Klausen; die durch die Brüche gesonderten Gebirgs-Streifen, Schollen und Keile wurden durch Verwerfung in verschiedene Horizonte gebracht, wodurch unregelmässig kastenförmige Senkungsfelder entstanden. Diorit drang auf den Spalten empor und füllte die Senkungsfelder. Wie weit die Eruptivmassen seinerzeit die

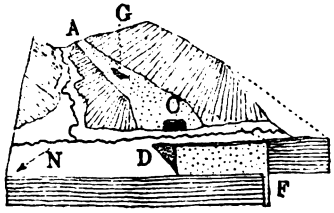


Fig. 600.

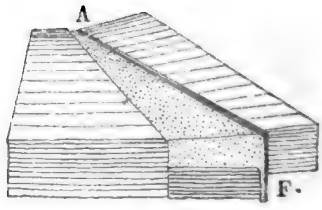


Fig. 601.

Ränder der Kastenbrüche überfluteten, lässt sich derzeit nicht mehr constatiren, da nur wenige übergreifende Eruptivlappen der Erosion entgangen sind.

NO. von Klausen liegt die kleine Dioritmasse *A C D F* von Gufidaun, deren schematisches Profil-Modell Fig. 600 darstellt. Die punktirte Dioritmasse *A C D F* ist keilförmig und greift westwärts über das Haupttal hinüber *(D F)*. Nördlich verläuft ein Seitental (Vilnöss), welches der Gesteins-Scheide zwischen Diorit und Schiefer folgt. Eine Schieferscholle steht inmitten des Diorit-Gebietes bei Gufidaun (*G* in Fig. 600) an, eine andere sieht man an der Basis der Eruptivmasse bei *C* aufgeschlossen. Die mit der Fluctuation harmonirende Bankung

alten Schule als intrusive Gebilde. Ich habe den nachstehenden Aufsatz im Jahre 1883 an die Reichsanstalt eingesendet, doch kam er nicht zur Veröffentlichung.

[1]) Der Hauptbruch von Klausen fällt in die westliche Fortsetzung der Bruchlinie von Vilnöss. (Mojsisovich: Dolomitriffe, 1878, p. 120. Suess: Erde I., p. 336, 357.) Wann die Brüche und Eruptionen stattfanden, lässt sich nicht genau feststellen; sicher sind sie prätriadisch.

Digitized by Google

der Dioritmasse fällt von der südlichen Verwerfung (rechts im Bild) in flachen Wellen gegen N. und NO. (gegen den Beschauer). Bei *D* beobachtet man die Auflagerung des Diorites auf der Schieferbasis.

Die alte Schule bezeichnet derartige Vorkommnisse einfach als Intrusivmassen mit eingeschalteten Schiefertrümmern; ich deute die Masse hingegen als einen Erguss, welcher sich in dem keilförmigen Kastenbruch ausbreitete und denselben ausfüllte. Fig. 601 veranschaulicht die Genesis. Die Schieferscholle *C* ist nach meiner Ansicht nicht ein vom Schiefergebirg abgerissenes „Bruchstück", sondern eine höher aufragende Stufe des Grundgebirges, eine Grundscholle. Diess Vorkommniss sowie die Auflagerung der Dioritmasse auf Schiefer bei *D* veranlasst mich zur Annahme, dass die Erosion derzeit bereits die Basis des Kastenbruches erreicht hat. Die Bankung und Fluctuation, welche von der Verwerfung *A F*, Fig. 600 gegen den Beschauer sich wellig niedersenken, beweisen, dass die Eruptivmasse aus der Spalte *A F'* gefördert wurde und von da aus im Senkungsfeld sich ausgebreitet hat; man kann demgemäss mit Verlässlichkeit den Eruptivgang im Modell bei *F'* einzeichnen.

Zwischen der Scholle bei *G* und der Grundscholle *C* in Fig. 600 besteht meines Erachtens ein wesentlicher tektonischer Unterschied, welcher durch Fig. 604 veranschaulicht wird: Wenn sich in einem Senkungsfeld ein Erguss ausbreitet, brechen da und dort die Seitenwände des hohen Verwerfungs-Flügels nach und es sinken demgemäss am Rand der Eruptivmasse einzelne Schollen *(R)* in die Eruptivmasse ein und können in dieser weitergeflösst werden. Greift später die Erosion ein, so werden auch bei *G* „Schiefer-Schollen" entblösst, welche aber mit den ersteren nicht zu verwechseln sind: die vom Rand abgeklüfteten Randschollen *R* sind wirklich flottirende Trümmer, während die Grundschollen *G* Teile der Basis sind.

Grossartig ist der vom Tinnebach durchströmte parallelogrammförmige Kastenbruch NW. von Klausen. Die Dioritmasse stosst steil an den Schieferwänden ab, der Schiefer erscheint mehrfach von Diorit-Apofysen durchbrochen, der Diorit umhüllt Schiefer-Schollen (Rand-Schollen) und bildet

Digitized by Google

im Contact häufig Reibungs-Brezzien. Die Schiefer-Basis ist in diesem Falle nicht entblösst, obwohl das von der Bach-Schlucht durchfurchte Dioritmassif in einer Mächtigkeit von nahezu 1000 *m* aufgeschlossen ist. Die Mächtigkeit der beschriebenen Dioritmasse beträgt also über 1 *km*, ihre Breite 2 *km*. Der Kastenbruch, innerhalb dessen die Eruptivmassen aufquollen, wird durch Fig. 605 dargestellt.

Es frägt sich nun, wie sich die betreffenden Eruptivmassen im Bruchfeld ausgebreitet haben? Wir erhalten Aufschluss durch die Beobachtung der Bankung und Fluctuation, welche in diesem Gebiete von den drei, in Fig. 605 dargestellten

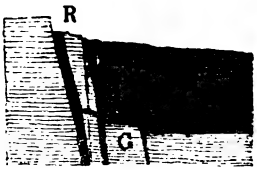


Fig. 604.

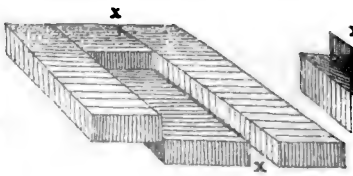


Fig. 605.

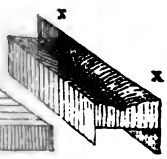


Fig. 606.

Verwerfungsflächen aus gegen das Centrum des Bruchfeldes sich wellig niedersenkt. Die Eruptivmasse kam also hier nicht, wie im Bruchfeld von Gufidaun nur aus einer Spalte, sondern quoll ringsum aus den das Bruchfeld begrenzenden Verwerfungen empor.

Die Gestalt der Eruptivmassen und deren Beziehung zum Senkungsfeld ist aus Fig. 605 ersichtlich, Fig. 606 aber stellt die herauspräparirt gedachte Eruptivmasse dar. Es quollen hier ursprünglich drei einseitige Massenergüsse (gleich jenem der Malgola, Predazzo) empor; sie lehnten sich an den Verwerfungsrand und breiteten sich gegen das Centrum des Bruchfeldes aus, bis sie daselbst zusammenwuchsen. Die centrale Depression blieb aber auch nach erfolgter Vereinigung der Massen erhalten. Am Plato stehend, sieht man, wie die Dioritmasse gegen das Centrum sich tief einsenkt; der Bach, welcher in der Tiefe rauscht, hat diese Einsenkung nicht geschaffen, sondern nur vertieft.

Die sedimentäre Basis ist in diesem Falle nicht entblösst; dagegen ist der Haupt-Eruptionsgang *xx*, welcher,

Digitized by Google

wie Fig. 605, 606 zeigt, weit über das Gebiet des Bruchfeldes hinaus verfolgt werden kann, gut aufgeschlossen. Sein seitlicher Zusammenhang mit der geförderten Eruptivmasse ist aus Tellers Karte ersichtlich, sein Verhalten in vertikaler Richtung wird durch das Kupfer-Bergwerk aufgeschlossen.

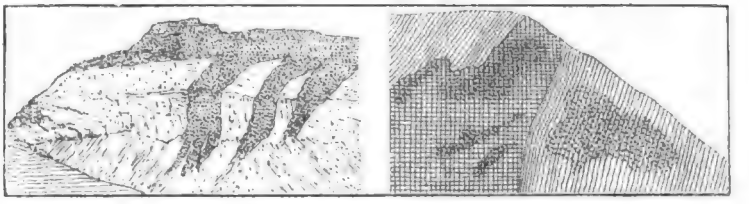


Fig. 608. Fig. 607.

Fig. 607 zeigt die bez. Verhältnisse (Schiefer schraffirt, Eruptivgang gekreuzt, Erz punktirt).[1]) In Fig. 608 sieht man drei mächtige Quergänge, welche den eben besprochenen Hauptgang kreuzen (Teller). In Fig. 609 endlich sehen wir das SO.-Ende dieses mächtigen Diorit-Zuges, welcher hier bei *A*

Fig. 609.

schief und discordant unter dem Schiefer emporsteigt; zur Linken sieht man eine mächtige, concordant über dem Schiefer liegende Dioritmasse (S = Kloster Seeben bei Klausen), die ich als Massenerguss deute.

Das Erzgebirg;[2]) Massenergüsse im Quer-Grabenbruch von Zinnwald.

Das Erzgebirge (Übersichtskarte Fig. 92) und das im S. anstossende böhmische Gebiet haben in früherer Zeit eine geologische Einheit gebildet.

[1]) Posepny: Arch. geol., 1880, Tafel 10.

[2]) Naumann, Cotta cit. Hochstetter: Jb. geol. Reichs., Vol. 7, 1856, p. 329. Hochstetter: Karlsbad, p. 38. Löwel: Egertal, Jb. geol.

Digitized by Google

Drei mächtige, in OON. streichende Faltenzüge beherrschen das sächsische Gebiet: 1. Die erzgebirgische Falte; 2. das Granulit-Massif; 3. das nordsächsische Gebirge.

Zunächst wurden die alten Schiefer-Bildungen (incl. Fyllit) gefaltet, über diesem gefalteten Complex lagerten sich Silur, Devon und marines Carbon ab. Diese Serie wurde abermals von dem sich fortsetzenden Faltungs-Prozess bewältigt, zugleich entstanden Brüche, aus welchen die älteren Eruptivmassen des Erzgebirges (Diorit und Syenitgranit) hervordrangen, dann lagerte sich die productive Kohlen-Formation flach und discordant in den Becken zwischen den Faltenzügen ab.

Die Erosion wirkte und die Detritus-Gesteine des Rotliegenden lagerten sich discordant über dem productiven Carbon ab. Zugleich erfolgten Dislocationen und aus den Spalten wurden Porfyre gefördert (auf anderen Spalten lagerten sich Erze ab). Der ganze Rotliegend-Complex sammt den eingeschalteten Eruptivmassen ist im O. schwach, gegen Chemnitz und weiter gegen W. aber schwillt er bis über 900 *m* an. Ein gewaltiger Grabenbruch durchsetzt das Gebiet von Teplitz-Zinnwald und wird von aufdringenden Porfyrmassen ausgefüllt (s. unten).

Die Faltensättel des Gebietes wurden während der langen Emersions-Epoche abgetragen und der Detritus kam in den Mulden zur Ablagerung, wodurch ein Ausgleich des Reliefs bewirkt wurde.

Die Emersion hält an bis zur Kreide-Transgression. Die Kreide reicht auf sächsischer Seite hoch ins Erzgebirg hinauf und hängt über die Elbetal-Depression mit den Ablagerungen der böhmischen Niederungen zusammen. Nahe dem Ufer wurde (quaderförmig abgesonderter) Quarz-Sandstein abgelagert; entfernt vom Ufer in seichtem Meer kommt die Kalk-Facies (plattiger Pläner) zur Ablagerung.[1])

Reichs., 1882, p. 536. Credner: Erzgebirg, 1883. Jb. Min., 1885, II., p. 64. Hettner: Geb. sächs. Schweiz, 1887.

[1]) Der unt re und mittlere Quader und der vicarirende Pläner sind in der sächsischen Schweiz etwa 100 *m* mächtig, der obere Quader über 300 *m* (Hettner: cit.). Die zwei untersten Abteilungen der Kreide fehlen in diesem Gebiete, wie auch in Böhmen und S.-Deutschland.

Digitized by Google

Zwischen dem OON. streichenden System des Erzgebirges und den NW. streichenden Sudeten verlauft der Elbetal-Bruch, dessen O.-Grenze mit der Formations-Grenze der Kreide zusammenfällt. Dieser für den Bau des Gebirges und für das Relief so bedeutungsvolle Bruch dürfte zur Kreidezeit (und vielleicht auch schon in früherer Zeit) bestanden haben.

Über der Kreide lagern sich terziäre Sandsteine und darüber oligozäne Tone ab. In diese Zeit fällt die Bildung jenes mächtigen Grabenbruches (Egertal),[1]) welcher die Entstehung des „Erzgebirges“ mit seinem heutigen Karakteren bedingte. Der erzgebirgische Flügel und das böhmische Massif blieben in hohem Horizonte stehen, während die zwischenliegende Zone niedersank.

Die altterziären Schichten stehen beiderseits des Grabenbruches in hohem Nivo an, während sie im Gebiete des Bruchfeldes (strichweise um 200—300 *m*) abgesunken sind. Basalte und Fonalithe kamen aus den Spalten des Bruchfeldes zur Förderung,[2]) die Gewässer stauten sich in einzelnen Gebieten des Bruchfeldes und die Braunkohle kam zur Ablagerung. Das Grundgebirge ist im Gebiete des Bruchfeldes zumeist von diesen jungen Gebilden bedeckt, nur da und dort sieht man noch Pfeiler des alten, zertrümmerten Grundgebirges aus den jungen Gebilden hervorragen.

Dieser Grabenbruch hat den Verlauf des Egertales bestimmt, die terziären Kohlen aber bedingen die reiche Besiedelung und technische Regsamkeit von N.-Böhmen.

Die terziären Eruptivmassen wurden a. O. geschildert; im Folgenden betrachte ich die Genesis und Tektonik der

[1]) Diese Dislocation mag schon in früherer Zeit begonnen haben, eine einschneidende Bedeutung gewann sie aber erst im Oligocän, in welche Zeit die namhaften Niederbrüche und Lava-Förderungen fallen.

[2]) Einige Basalt-Vorkommnisse erscheinen aus den Kreide-Sedimenten durch Erosion „herausgeschält“ (Cotta: Erläuter. geogn. Sachsen, Heft 4 p. 93; Hettner: p. 32). Es ist wohl möglich, dass die Dislocationen, die Bildung des Grabenbruches und die Förderung von Eruptivmassen schon zur Kreidezeit begonnen haben. Beide Prozesse haben aber erst im Miozän grosse Bedeutung gewonnen.

Digitized by Google

Eruptivmassen, welche den alten Quer-Grabenbruch von Teplitz-Zinnwald füllen.[1])

Der Verlauf der Porfyrmasse von Zinnwald (Z.) ist aus Fig. 610 ersichtlich. Sie bricht gegen S. plötzlich ab; dann folgt die in der Fig. 610 dunkel gehaltene Senkungszone mit ihren jungen Sedimenten und Vulkanen; jenseits des Grabenbruches aber steht bei Teplitz (T.) wieder die Fortsetzung der erzgebirgischen Gesteine in geringer Höhe an. Wir sehen

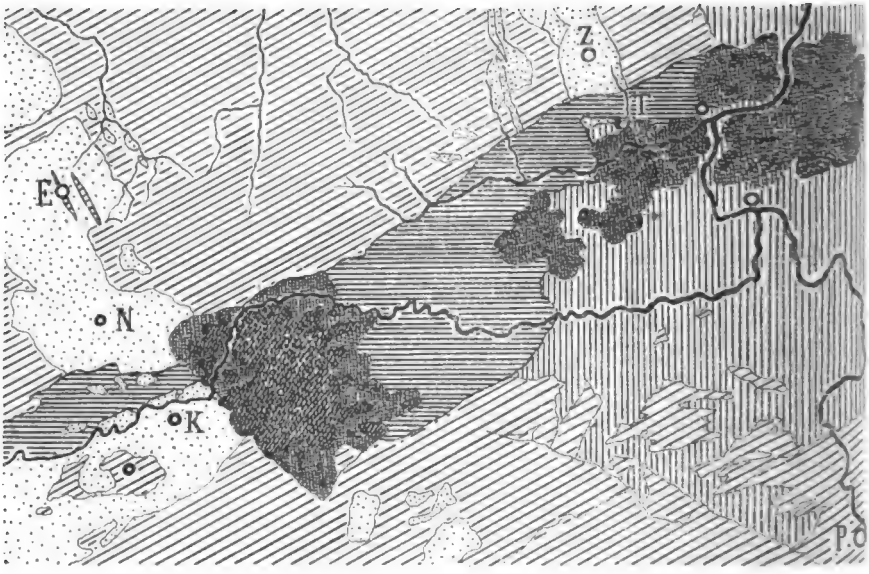


Fig. 110. Erzgebirg und Egerer Bruchtal Granit (und Porfyr) punktirt, krystalline Schiefer schräg, Kreide vertikal, tertiäre Sedimente dunkel horizontal schraffirt. Tuffe dunkel gekreuzt. Eruptivmassen dunkel punktirt. E = Eibenstock, K = Karlsbad. westlich davon Schlackenwald, östlich die Eruptivmassen von Duppau. Z = Zinnwald. T = Teplitz, P = Prag.

daselbst (bei Teplitz) mehrere deckenförmige Porfyr-Ergüsse übereinander gelagert. Zwei NNW. streichende Porfyrgänge setzen durch die Decken auf; aus ihnen stammen die jüngeren Porfyr-Ergüsse. Im Hangenden wie im Liegenden der Porfyre treten hier, wie im Erzgebirg, mehrfach Porfyrtuffe auf.

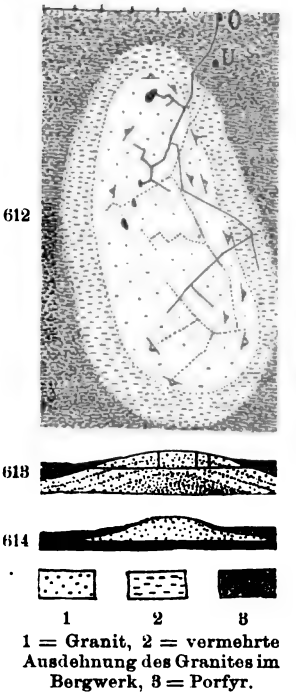
Wenn wir die im Erzgebirg auftretenden Porfyre mit den Vorkommnissen von Teplitz vergleichen, finden wir einen

[1]) Reyer: Altenberg. Jb. geol. Reichs., 1881. Reyer: Zinn.

Digitized by Google

wesentlichen Unterschied: Im Erzgebirg treten nicht Systeme von Strömen, sondern massige, einheitliche Ergüsse auf. Innerhalb dieser gewaltigen Porfyrmasse tauchen aber, wie die Karte zeigt, an mehreren Stellen granitische Gesteine auf.

Der Bergbau gewährt treffliche Aufschlüsse über den inneren Bau der Eruptivmassen: Die Granitmasse (Greisen) von Zinnwald (Z. in der Karte) ist elliptisch begrenzt und streicht NNW. In der Tiefe nimmt diese Masse immer grössere Dimensionen an; sie stellt eine flache, elliptische Kuppe dar, welche inner- und unterhalb des Porfyres auftaucht. Die Granitmasse besteht aus einem System einzelner Granitlager (Bänke), deren Form mit der Gestalt der Kuppe übereinstimmt; die einzelnen Bänke liegen übereinander, wie ein Stoss von Kappen.



1 = Granit, 2 = vermehrte Ausdehnung des Granites im Bergwerk, 3 = Porfyr.

Die Beziehung dieser Granitmasse zu den angelagerten Porfyren ist merkwürdig:

Der Porfyr ist nicht, wie man vielleicht erwarten möchte, über eine kuppige Granit-Unterlage geflossen, sondern beide Gesteine sind durch Übergänge und Wechsellagerung miteinander zu einer Einheit verbunden; in dem noch nicht erstarrten Porfyr-Ergusse ist ein Nachschub von granitischem Magma kuppig aufgestiegen.

Die Eruptivspalten, aus welchen die betreffenden Massen gefördert wurden, müssen unterhalb Zinnwald liegen, und zwar müssen die betreffenden Spalten in NNW. streichen, weil die Hauptrichtung der aus ihnen geförderten Massen (die grosse Achse der Ellipse) in dieser Richtung streicht. Fig. 612 zeigt Gestalt und Ausdehnung der Granitmassen an der Erdoberfläche als weisse Ellipse, während die vermehrte Ausbreitung der Granitmassen in der Tiefe des Bergwerkes durch Striche

Digitized by Google

angezeigt ist; das Porfyr-Terrain ist dunkel punktirt.[1]) Profil Fig. 613 zeigt den flachkuppigen, in seinen oberen Partien durch Bergbau aufgeschlossenen Massenerguss. Seine innere Struktur ist durch punktirte Linien angedeutet. Die Beziehungen der Eruptivmassen zum unterlagernden Schiefer sind hypothetisch construirt in Fig. 614.

Im Porfyr und im quarzreichen Granit (Greisen) trifft man fast überall Zinnerz eingestreut in einer Weise, dass man das Erz als ursprünglichen Gemengteil bezeichnen muss. Wie Magneteisen, Chromeisen und Kiese in vielen basischen Eruptiv-Gesteinen als ursprüngliche Gemengteile auftreten, so erscheint in diesen kieselreichen Ergussmassen Zinnerz als wesentlicher und ursprünglicher Gemengteil. Ausserdem trifft man das Zinnerz aber auch in Quarzlagern zwischen den einzelnen glockenförmigen Greisen-Schalen.

Der Abbau folgt den besagten Quarzlagern, in welchen das Zinn angereichert ist. Da sehen wir dunkle, lagerförmige Massen von Greisen und helle Lagen von Quarz, auch einzelne Nester und Lagen von Glimmer.

Die Granitlager sowohl, als auch die Quarzblätter treten bald in mehreren Gliedern auf, bald vereinigen sie sich durch Auskeilen des Zwischengliedes zu einem Körper (s. Reyer: Zinn). Die Granit- und Quarzlager stehen also zueinander im Verhältnisse der auskeilenden Wechsellagerung. Endlich ist zu betonen, dass das Auskeilen immer nur ganz allmählig sich einstellt, dass die Lager also weit ausgebreitete dünn auskeilende blattförmige Massen sind.

Die Abbauräume geben eine Vorstellung vom ehemaligen Verlaufe der ausgebeuteten Quarzlager. Ausserdem enthält aber auch der Granit (Greisen) lagenweise Erz in abbauwürdiger Menge eingesprengt.

Nicht bloss in den flach ausgebreiteten Greisen-Schlieren und den mit denselben vicarirenden Quarzlagern trifft man das Zinnerz eingestreut, auch einzelne aus der Tiefe aufsteigende stockförmige Massen von zinnreichem Granit wurden seinerzeit abgebaut. Durch den Abbau einer derartigen Masse

[1]) O = Oberer, U = Unterer Bühnau-Stollen (und Strecken).

Digitized by Google

entstand die Reichtroster Weitung, welche bis in die Tiefe von 160 *m* abgebaut ist. Sie setzt discordant durch die flachschlierige Eruptivmasse auf und endet nahe der Erdoberfläche. Offenbar setzte hier eine stockförmige, zinnreiche Greisen-Apofyse auf. Aus der Gestalt der Apofyse darf man schliessen, dass die Intrusion stattfand zu einer Zeit, als die durchbrochenen Granitmassen noch weich waren.

Nach meiner Vorstellung sind die geschilderten Verhältnisse von Zinnwald folgendermassen zu deuten:

Die quarzreichen und ursprünglich zinnführenden Eruptivmassen, welche im Grabenbruch von Zinnwald zur Förderung gelangten, sind nach meiner Ansicht in mässig tiefem Meere aufgestiegen und in ihren oberen und äusseren Teilen porfyrisch, in ihren inneren und tieferen Teilen aber granitisch erstarrt. Jüngere intrusive, granitische Nachschübe durchbrachen die noch weichen älteren Massen. Sowohl die älteren Massen, als auch die jungen, stockförmigen Nachschübe führten Zinnerz, durch dessen Abbau jene flachen, bez. steilen Räume entstanden, deren Contrast so augenfällig ist und welche eine verschiedene Genesis haben.

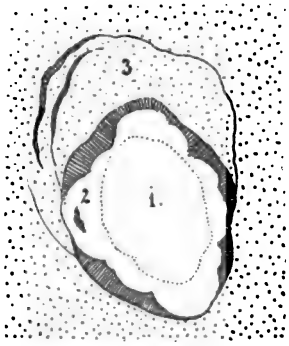
Der Gegensatz der massigen Ergüsse von Zinnwald zu den dünnen Porfyrdecken von Teplitz liegt meines Erachtens in Folgendem:

Im erzgebirgischen Gebiete spielten sich die Haupt-Eruptionen ab. Dort waren die grossen Eruptionscentren, um welche sich die geförderten Massen einheitlich ablagerten. Entfernt von den Centren der Förderung eröffneten nur unbedeutende Nebengänge von Zeit zu Zeit eine vorübergehende Tätigkeit; kleine Ergüsse lagerten sich dort schichtweise übereinander. Im centralen Gebiete aber folgten Schub auf Schub die Ergüsse; sie stauten sich und breiteten sich als eine einzige riesige Ergussdecke aus. In ihren äusseren Teilen besteht diese aus porfyrischen Gesteinen, während die jüngeren Nachschübe, welche innerhalb der Porfyrmassen aufstiegen, granitische Textur besitzen.

Bezüglich der Zinnführung steht fest, dass die Porfyre sowie die jüngeren granitischen Nachschübe das Erz in einzelnen Schlieren in abbauwürdiger Weise als ursprüng-

Digitized by Google

lichen Gemengteil eingestreut enthalten. Ausserdem trifft man das Erz in einzelnen, zwischen den Granit- bez. Greisenschalen eingeschalteten Quarzblättern angereichert. Wo viel Zinnerz in den Quarzlagern angereichert ist, da sind die benachbarten Greisen-Partien erzarm und umgekehrt: wo der Quarz leer ist, findet man verhältnissmässig viel Erz im Nebengestein. Ich betrachte die Quarzlager auf Grund dieser Verhältnisse als Exsudate (vgl. Reyer: Zinn, p. 17). Die Zinnklüfte im benachbarten Schiefer sind secundär; die Zinnführung der Eruptivmassen ist zum Teil primär, zum Teil secundär, wie die Verquarzung und die Pseudomorfosen beweisen.



616

617

Abweichende Verhältnisse trifft man bei Altenberg. Der grosse Bruchtrichter (Pinge) von Altenberg ist im Aufblick Fig. 616 und im Profil Fig. 617 dargestellt. Das Gebirge ist hier eingebrochen, nachdem man die Gesteinstiefen lange durchwühlt und ausgebeutet hatte. Ringsum starrt dunkelrotgraues, steiles Gewände; das ist der kreisförmige Bruchrand der Pinge. Vom Fuss dieser dunklen klippigen Wände gehen Schutthalden gegen die Tiefe und stossen im Grunde der Pinge zusammen. Man sieht an den Gehängen der Pinge quarzreiche Gesteine: Greisen, mikrogranitischen Greisen und Felsit in innigem Verband. Graue, rote und violette Färbung herrscht vor und zwar wechseln die Farben fleckig ab, so dass die Felsen oft getiegert erscheinen.

Überall führen diese Gesteine Zinnerz (dem Auge nicht sichtbar) eingesprenkelt; je quarziger sie sind, umso reicher ist ihr Gehalt. Darum wurde und wird das Gestein im Ganzen ausgehoben und darum entstand der trichterförmige Niederbruch.

In alter Zeit, da man mit Holz nicht zu sparen hatte, gieng man in der Tiefe auf verschiedenen Horizonten und

Digitized by Google

auf zahllosen Strecken mit Feuersetzen vor. Durch den Brand blätterten sich Gesteinschalen und Scherben los und so entstanden in verschiedener Tiefe eiförmige Brand-Höhlungen und grosse domförmige Weitungen.

Die Karte der Pinge zeigt die in Fig. 616 dargestellten Verhältnisse. Man sieht da 1. eine kleine punktirte Ellipse, welche die Weite der Pinge im Jahre 1620 (nach dem dritten Bruch) darstellt; 2. eine etwas grössere, gestrichelte Ellipse, welche den heutigen Umfang der Pinge angibt (Abstürze schraffirt); 3. eine grosse Ellipse, welche den Verlauf der äussersten Ringbrüche anzeigt.

Es ist beachtenswert, dass die tiefen Baue den Raum der grossen Ellipse beherrschen. Im Gegensatze hierzu wurden die Greisenmassen nahe der Erdoberfläche nur im Umfang der kleinen Pingen-Ellipse abbauwürdig befunden. Hieraus folgt, dass die zinnführenden Greisen-Porfyrmassen die Form eines Kegels oder Zuckerhutes haben; wir haben es also auch hier wie bei der steilen Weitung von Zinnwald mit einer stockförmigen Intrusivmasse zu tun.

Der Zusammenhang des abgesunkenen Ringes mit dem Abbau liegt auf der Hand. Nachdem die obersten Teile des zuckerhutförmigen Stockes von Altenberg abgebaut waren, erfolgte dort jener Einsturz, welcher als Pinge zu Tag ausgeht. Als dann die Baue, je tiefer sie vordrangen, umsomehr sich erweiterten, klüftete sich die unterwühlte Masse da und dort entsprechend dem Abbau los und setzte sich stufenweise tiefer. Die Stufen und Wände, welche wir im Gebiete der grossen Ellipse heute sehen, sind also nichts anderes, als die Ober- und Seitenflächen von mauer- und keilförmig nebeneinander stehenden abgeklüfteten Gesteinsmassen. Geht die Unterwühlung noch weiter, so wird der Ring vollends zu Bruche gehen und die Pinge wird um einen Kranz weiter.

Wir erhalten demnach das folgende Bild: Eine einheitliche, durch Übergänge verbundene Masse von Eruptivgesteinen verschiedener Zusammensetzung und verschiedenen Gefüges liegt im Gebiete von Altenberg ausgebreitet. Rings um die Pinge herrscht an der Oberfläche Syenitgranit und Syenitporfyr; in dem Gebiete der Pinge selbst aber ist durch diese

Digitized by Google

noch nicht erstarrten Massen als jüngstes Glied eine kegelförmige Greisenmasse aufgestiegen, welche mit den älteren Ergussmassen innig verwachsen ist, also zu einer Zeit gefördert wurde, als die älteren Massen noch nicht erstarrt waren (vgl. Fig. 154 und 614).

Der Syenitporfyr des Gebietes tritt, wie die Karte zeigt, insbesondere im O. in unregelmässigen Partien auf; er hat sich zugleich mit dem Quarzporfyr, mit dem er durch schlierige Übergänge und Wechsellagerung zu einer Einheit verbunden ist, ausgebreitet.[1]) Unterhalb dieser Massen drangen jüngere Nachschübe von zinnführendem Granit und Greisen empor.

Die Haupterstreckung der Syenitmasse ist NNW.; in eben dieser Richtung streichen auch die grossen Axen der elliptischen Eruptivmassen von Zinnwald und Altenberg, desgleichen mehrerer Gänge. Die Eruptivmassen drangen also vorwaltend auf Spalten empor, welche quer durch das Erzgebirge streichen.

Die Grenzfläche der Eruptivmassen gegen den Schiefer fällt zumeist steil ein. Wir haben es also wohl mit einem Bruch- und Senkungsfeld zu tun, welches quer durch das Erzgebirge verläuft. Dieses Senkungsfeld wurde durch die Eruptivmassen ausgefüllt. Die Massen stossen demgemäss an den Schieferwänden des Senkungsfeldes steil ab; local aber sind die Eruptivmassen doch so hoch angestiegen, dass sie die Steilränder des Senkungsfeldes überschritten. Im ersten Falle verläuft die Gesteinsgrenze geradlinig, im anderen Falle aber greifen die Eruptivmassen lappig in das Schiefer-Terrain ein.

Tektonisch wichtig ist endlich die isolirte Schieferpartie im O. von Altenberg, welche durch den grossen Erbstollen durchfahren wird. Hier steht ein von den Massenergüssen umfluteter Pfeiler des Grundgebirges zu Tag an.

Ich versinnliche die Tektonik des Gebietes durch das folgende schematische Profil-Modell Fig. 618: Beiderseits das stehen gebliebene Schiefergebirge, dazwischen das Senkungs-

[1]) Ähnliche Beziehungen zwischen den Granitporfyren und den Pyroxen-Quarzporfyren des nördlichen Gebietes hat Penck klargelegt (Min. Mitt. 1880).

Digitized by Google

feld. In letzterem ragt bei *A* ein Schiefer-Pfeiler auf, welcher in hohem Nivo stehen geblieben ist; die übrigen Partien des Grundgebirges sind im ganzen Gebiete des Senkungsfeldes tief abgesunken und von Eruptivmassen bedeckt worden.

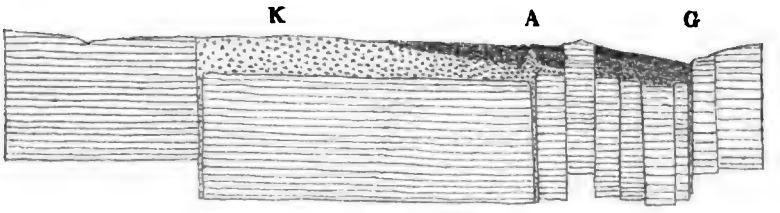
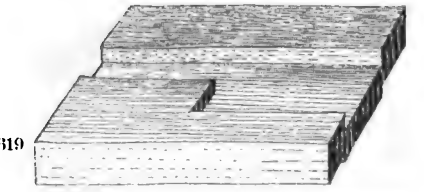


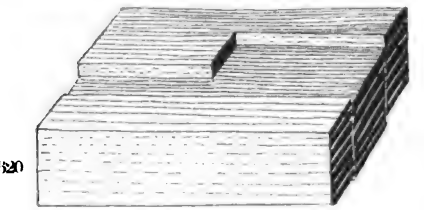
Fig. 618.

Jüngere granitische Nachschübe sind bei *A* (Altenberg) und bei *K* (Kahlenberg) emporgedrungen. *G* = Geysing.

Während in diesem Falle die Begrenzung des Quer-Grabenbruches klar aufgeschlossen ist, wird die Grenze in anderen Fällen durch Sedimente oder Eruptivmassen verhüllt. Diess gilt insbesondere für die quer verlaufenden Vulkanzüge (s. Füllung der Senkungsfelder).



619



620

Combination von Längs- und Querbrüchen.

Während das Zusammentreffen von Quer-Grabenbrüchen (Typus Zinnwald) mit Längs-Grabenbrüchen selten ist, sind Ausweitungen der Längsgräben durch Querbrüche gemein. — Die Bruchzone des Erzgebirges (Karte Fig. 610) und jene der Karpaten [1]) (Karte Fig. 118) zeigt derart einspringende bez. ausspringende Winkel, welche durch Querbrüche bedingt sind. Die Modellbilder Fig. 619 und Fig. 620 veranschaulichen

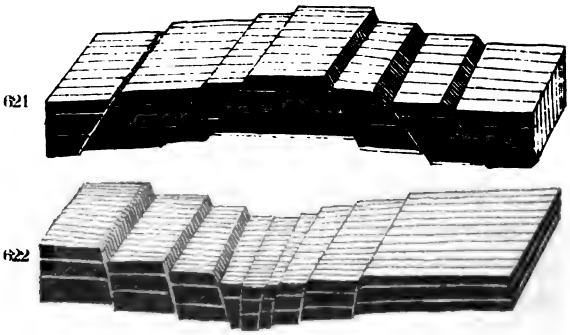
[1]) Querbruch von Kaschau-Eperies, auf welchem die Eruptivmassen empordrangen.

Digitized by Google

diese zwei Typen. Im einspringenden Winkel des Typus 619 liegen die Eruptivmassen von Duppau, der Winkel des Modelles 620 aber entspricht dem Gebiete von Kaschau-Eperies.

Grosse Senkungsfelder von Utah, Oregon, Peking. Platos und Plato-Gebirge.

Die Brüche beherrschen mitunter viel weitere Gebiete, als in den vorliegenden Fällen und es alterniren dann entweder Zonen von hoher Lage mit Senkungs-Zonen oder ein



weites in einzelne Schollen zerbrochenes Senkungsfeld grenzt an eine in hohem Nivo stehen gebliebene Platte.

In ersterem Falle bestehen die hohen Zonen meist aus einzelnen Streifen, welche stufenweise divergent absitzen und in analoger Weise convergiren die Brüche stufenweise gegen die Tiefen der Senkungszone. Horstbrüche, Stufen-Plato,[1]) Plato-Gebirge Fig. 621 und Stufenmulde Fig. 622.

Die westamerikanischen Bruchfelder.[2]) — Das Wasatch-Gebirge (Fig. 624) bricht steil gegen die Wüste von Utah ab. Es besteht an der Basis aus archaischem Granit und Schiefer, darüber folgen die cambrischen Quarzite mit einer Mächtigkeit von 3 *km*, darüber Silur, Devon, Carbon in bedeutender Mächtigkeit und vorwiegend in Quarzit-Facies entwickelt (untergeordnet Schiefer und Kalk).

[1]) Ein in Norwegen gemeiner Typus. Kjerulf: Geol. Norwegen.

[2]) Gilbert, Howell in Wheeler: 100. Merid. 1875. Vol. 3. King: 40 *th* Parallel. Dutton: U. St. Geol. Survey, 1880.

Digitized by Google

Fig. 626 a, b zeigt den Aufbau der archaischen Basis (Aufstieg Cottonwood-Alta): Die Bankung der alten Granitmassen und die Schichtung der angelagerten archaischen Schiefer fällt harmonisch steil gegen W., der ganze Complex aber besitzt ein gegen O. sich neigendes Erosions-Gehänge. In der postarchaischen Zeit bestand im Gebiete der Salzsees Land, im angrenzenden Wasatch-Meer aber lagerte sich der Erosions-Detritus (zumeist Quarzsand) in grosser Mächtigkeit ab. Fig. 626 b zeigt die flache, discordante Auflagerung der Quarzite auf dem archaischen Sockel.

Durchquert man das Gebirge bei Alta, so sieht man die ganze paläozoische Serie mit flacher östlicher Neigung aufgeschlossen. Im Carbon ist ein Syenitgranit-Erguss (mit Hangend-Contact) eingeschaltet. Fig. 625 ist ein Ost-Profil des Gebirges nach King, welcher die alten Granite und den jungen (carbonischen) Syenitgranit als eine einheitliche Intrusivmasse deutet, während beide nachweislich getrennt sind und sich in Wirklichkeit zu den Sedimenten verhalten, wie Profil Fig. 626 zeigt.

Die gesammte Mächtigkeit des Schicht-Complexes beträgt mit Ausschluss der Kreide anscheinend 10 *km*, doch lassen einzelne Verwerfungen, welche die westlichen Teile gegen W. niederziehen, keinen Zweifel, dass diese Schein-Mächtigkeit nicht unbedeutend reducirt werden muss. Im O. des Gebirges steht in den Niederungen die Kreide in reicher facieller Entwicklung und sehr grosser Mächtigkeit an.

Während in alter Zeit der Westen hohes Land war, welches seine Sedimente an das östliche Wasatch-Meer abgab, hat sich in jüngerer Zeit das Relief umgekehrt: Längs des mächtigen, N. streichenden Salzsee-Bruches ist das westliche Land in die Tiefe gesunken.[1]) Heisse Quellen und Beben zeigen, dass ein und der andere Bruch noch bis

[1]) Die Verwerfung, welche das westliche Senkungsfeld vom Wasatch-Gebirge trennt, wird auf 10 -12 *km* veranschlagt, wozu sich während der Kreide noch 3000 *m* Vertikal-Verschiebung addirt hätten. King: 40 *th* Parallel I., 44 und Emmons daselbst II., 341. Abgesehen von der Verwerfungs-Repetition, welche eine Überschätzung der Mächtigkeit zur Folge hat, sind auch die sub Verwerfung besprochenen Täuschungen zu beachten.

Digitized by Google

in unsere Zeit lebendig ist. Das gewaltige Senkungsfeld des Westens wurde in der Folge von terziären Süsswasser-Sedimenten, Eruptivmassen und Tuffen bedeckt, endlich von quartären Bildungen überkleidet.

Ausser dem gewaltigen Wasatch-Bruch und dem gleichfalls sehr bedeutenden Sierra-Bruch an der Grenze von Californien und Nevada treten im weiten, wüsten Senkungsfelde des Westens zahlreiche Verwerfungen von 1000—2000 *m*

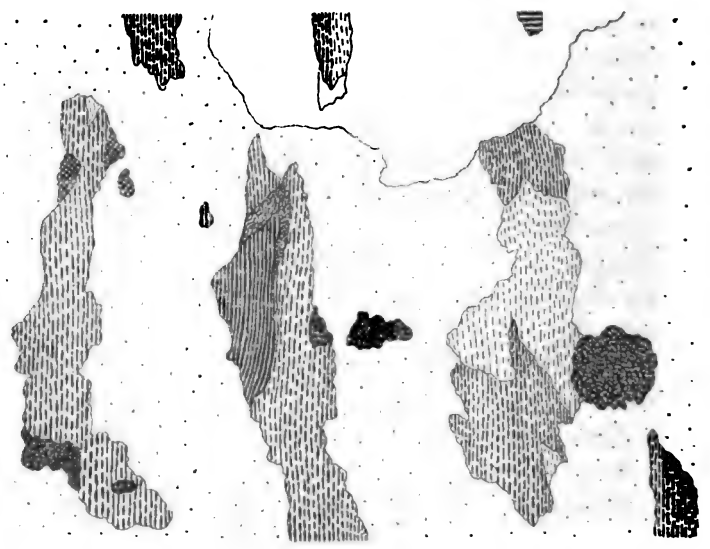


Fig. 623. Salt Lake ist die westliche Fortsetzung der Karte Fig. 624.

Sprunghöhe auf. Dutton und Gilbert verzeichnen in Fig. 627 und im schematischen Relief-Modell Fig. 628 die wichtigsten Verwerfungen des Platos von Utah.

Auf vielen dieser Brüche sind Eruptivmassen (Vulkane und Massenergüsse) emporgequollen; diese Massen, sowie die höher aufragenden Stufen des Grundgebirges ragen als lange Gebirgszüge aus dem Senkungsfeld auf und streichen, wie schon die orografische Karte zeigt, zumeist in N. Fig. 623 zeigt die im Westen vom Wasatch-Gebirg folgenden N. streichenden Gebirgszüge, welche als hohe Stufen und Horste aus der wüsten Ebene aufragen.

Digitized by Google

Russell [1]) schildert in einem trefflichen Berichte die analogen Verhältnisse von Oregon. Die Verwerfungen, welche meist in N. verlaufen, zerfällen die Erdkruste dieses Gebietes in Stufen, Wände und Keile, deren Länge mitunter 50mal so gross ist, als deren Breite (Schema Fig. 629). Die Verwerfungs-Flächen fallen meist steil gegen die

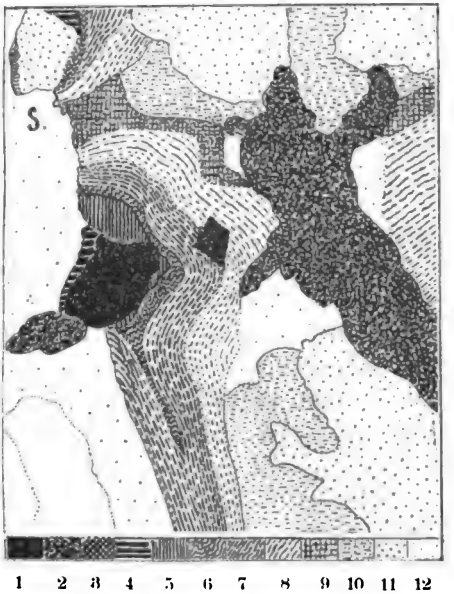


Fig. 624.
1, 2, 3 = Granit, Trachyt. Basalt.
4, 5, 6 = Archaisch, Cambrisch, Silur und Devon.
7, 8, 9 = unteres und oberes Carbon und Trias.
10, 11, 12 = Kreide, Eozän, Quartär.

abgesunkene Seite hin; wenn die Verwerfung sich biegt, ist sie meist concav gegen die abgesunkene Seite (Schema Fig. 630). Der abgesunkene Flügel weist oft Zersplitterung der Brüche auf (Schema Fig. 631). Die verworfenen Blöcke und Stufen nehmen mehr Fläche ein, als sie vor erfolgter Dislocation beherrschten; es kann also in diesem Gebiete der Gebirgsbildung keine Pressung, sondern im Gegenteile es muss Zerrung stattgefunden haben. — Manche der Verwerfungen sind noch

[1]) Russell: Geol. Oregon. 4. Ann. Rep. U. St. Survey, 1883, p. 450 f.

Digitized by Google

heute lebendig: Junge Alluvial-Gehänge und moderne Flussläufe werden durch sie alterirt, doch erscheinen nur die lacustren Terziär-Sedimente geneigt, die quartären und

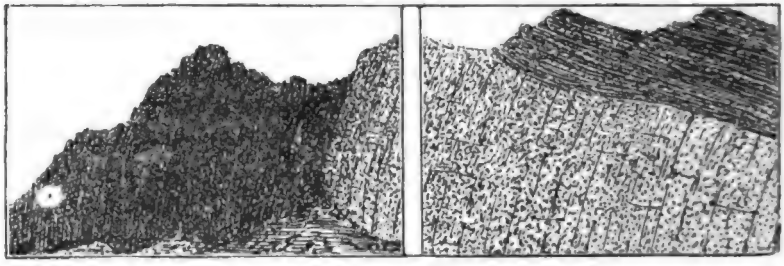


Fig. 626a. Fig. 626b.

modernen Bildungen liegen eben; die intensivsten Dislocationen haben in spät terziärer Zeit stattgefunden.

Fig. 632 und 633 sind zwei typische Profile dieses Gebietes (Fig. 632 ist das nördliche. Fig. 633 das südliche Profil durch das Warnerlake-Tal; Fig. 634 ist der instructive landschaftliche Anblick des Albertlake nach Russell).

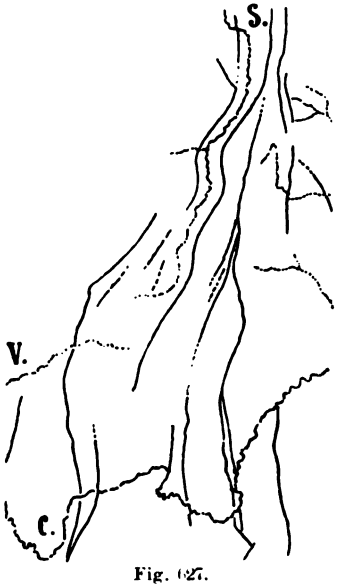


Fig. 627.
S. V. C = Sevier, Virgin, Colorado.

Das Bruchfeld von Peking (Shansi-Shantung. Fig. 635) im östlichen China,[1]) weist analoge, doch unregelmässigere Beziehungen auf. Gleichmässig verlaufende Bruchzonen und vielgestaltige Kesselbrüche setzen zwischen den hochanstehenden Gebirgsteilen nieder. Die Schichten fallen hier wie im westlichen Amerika flach von der Bruchtiefe weg; die einzelnen Verwerfungs-Stufen sitzen gegen das Bruchfeld in immer tiefere Horizonte nieder (Schema Fig. 636).

[1]) v. Richthofen: China, 1882, II., p. 391, 462, 732, 753 f.

Digitized by Google

Eine gewaltige NNO. streichende Bruchlinie, welche vom Liau-Tal bis über Nangking reicht, trennt seit ältester Zeit die (in archaischer Zeit) gefalteten OON. streichenden Gebirgszüge von O.-Shantung von dem regellos verworfenen, in

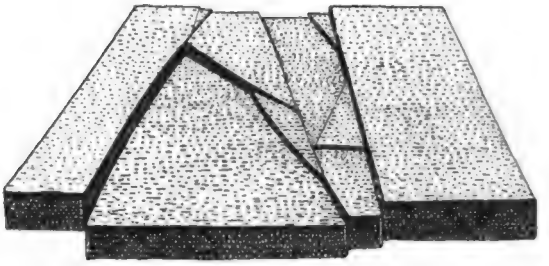


Fig. 628.

Schollen aufgelösten Bruchfelde des westlichen Shantung. Vulkanzüge sitzen auf diesem Bruch auf. Auch in anderen Gebieten des riesigen Bruchfeldes ragen über den jungen

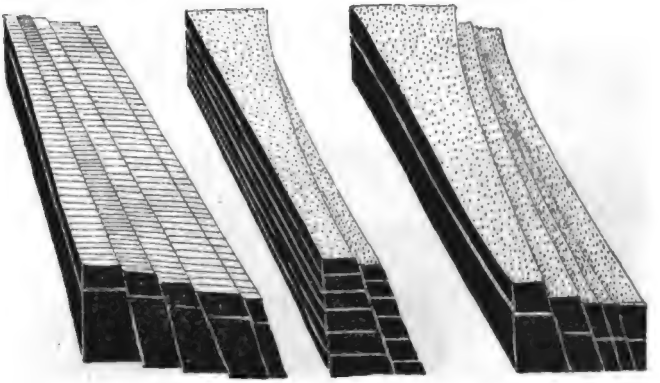


Fig. 629. Fig. 630. Fig. 631.

Sedimenten, welche das Senkungsfeld bedecken, vulkanische Höhenzüge auf.

Der Bau der marinen Senkungsfelder

lässt sich grossenteils nur nach Analogie mit den durch Erosion aufgeschlossenen Feldern construiren; das Relief des Meerbodens, die Natur der angrenzenden Küsten, die Art der

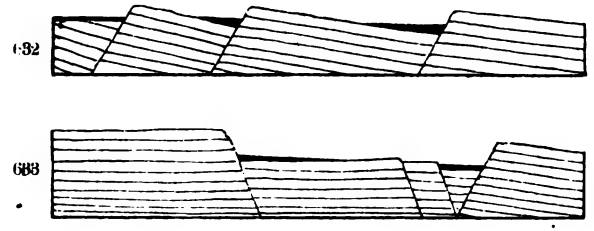
Digitized by Google

submarin erfolgenden Ablagerungen und das Auftreten von Vulkanen geben jedoch einige wichtige Fingerzeige.

Baron Richthofen (Führer) constatirt, dass

1. an Flachklüften gemeiniglich ein seichtes Meer (Flachboden grenzt (Fig. 637), während

2. den Steilküsten Tiefböden vorgelagert sind (Fig. 638):



3. local wird in letzterem Falle die tiefe Stufe durch eruptives (Fig. 639) oder sedimentäres Material (Fig. 640) ausgefüllt und dann stosst die Steilküste an ein seichtes Meer.

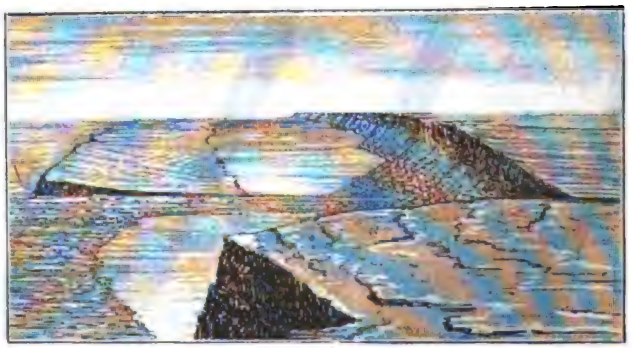


Fig. 634. Verwerfungs-See Albertlake.

In den meisten Fällen dürfte der flache Küstensaum, welcher den Übergang von der Steilküste zur Tiefsee vermittelt, aus sedimentären (insb. alluvialen) oder vulkanischen Gebilden bestehen, in anderen Fällen vermitteln Verwerfungs-Stufen den Übergang, endlich dürfte in manchen Fällen eine Flexur von der Küste zur Tiefsee niederführen. [1]

[1] Walther: Flexuren. Jena, Zeitschr. Naturwiss. 1886, p. 9, 22, 31.

Digitized by Google

Die Aufschlüsse in erodirten Senkungsfeldern zeigen, dass das stufige Absitzen ein gemeiner Typus ist, während

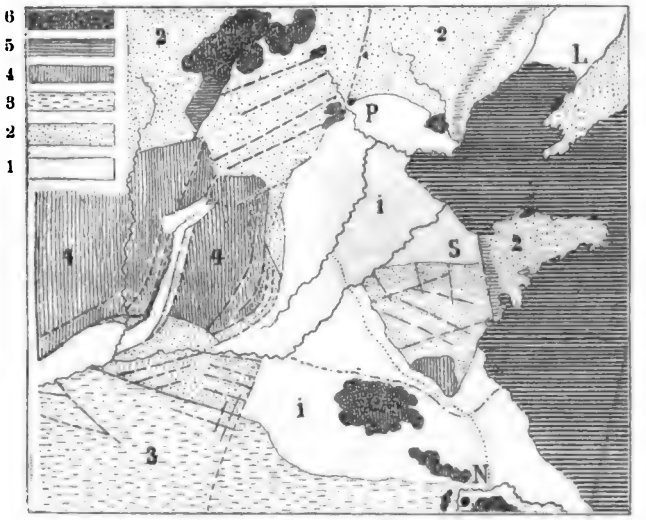


Fig. 635. 6 = vulkanische Massen, 5 = junge Kohlenfelder, 4 = product. Carbon, 3 = postarchaisch gefaltet, 2 = sinisches Schollenland, 1 = Senkungsfelder. P, L, S, N = Peking, Liautung, Shantung, Nangking. Verwerfungen = gestrichelt, strichpunktirt = Lauf des Hoangho vor 1862, punktirt = Kaiser-Kanal, schraffirte Züge im Osten bei 2—2 = Ostgrenze der Löss-Verbreitung.

Flexuren quantitativ zurücktreten. Begreiflicher Weise ist das Flexuren-Senkungsfeld gemeiniglich frei von Vulkanen, [1])

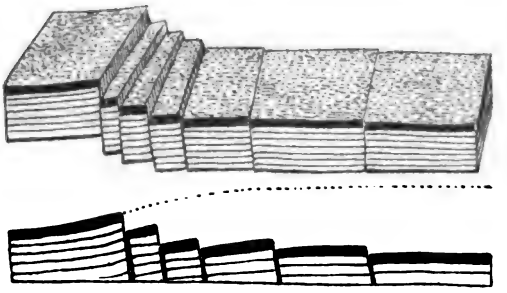


Fig. 636.

weil die plastische Umformung des Steilgebietes in der Regel auch von einer plastischen Niederschmiegung des Senkungs-

[1]) Eine Ausnahme bilden die Henry Mts., Utah, Eruptivmassen, welche in einem Flexur-Senkungsfeld liegen.

Digitized by Google

feldes selbst begleitet sein dürfte. In diesen Fällen bilden sich gemeiniglich keine namhaften Rupturen und es kann also auch das Magma nicht empordringen.

Walther bringt unter Bezugnahme auf seine Hypothese eine Reihe von Küstenprofilen, deren tiefe (hypothetische) Partien jedoch nach dem Gesagten mit grösserer Wahrschein-

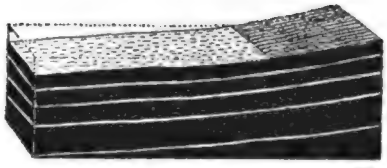


Fig. 637.

Fig. 638.

lichkeit in der Weise construirt werden mögen, wie die 5fach überhöhten Profile in Fig. 641—644 zeigen. Walther construirt Flexuren, welche von vulkanischen Brüchen durchsetzt sind. Ich substituire ein stufiges Absitzen der Erdksuste

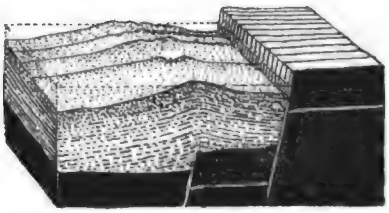


Fig. 639.

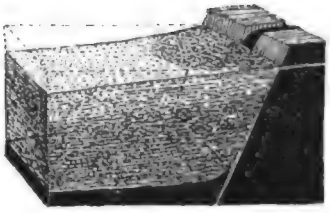


Fig. 640.

gegen das Senkungsfeld. Wo ein stufiges Relief des Küstenabfalles beobachtet wird (Fig. 641, 642) und wo Vulkane auftreten, ist die letztere Erklärung wahrscheinlicher.

Typen der Depressionen und Erhebungen; Meere und Gebirge.

Die **Depressionen** der Erdoberfläche werden bedingt durch:

1. Ursprünglich ungleiche Ablagerung der Sedimente und Eruptivmassen. Unter diesen Gesichtspunkt fällt u. a. die Abdämmung (durch Schutt, Bergstürze, Eruptivmassen, Moränen und Gletscher);

Digitized by Google

2. Erosion;

3. Hebung oder Senkung, und zwar *a)* Verwerfung, *b)* Faltung (Krater, Grabenbrüche, Senkungsfelder und Stufenmulden, Falten und Faltungsmulden).

In den Depressionen ein und der andern Art können sich Wassermassen ansammeln und es ergibt sich eine entsprechende genetische Einteilung der Meere und Seen.

Die **Erhebungen** der Erdoberfläche werden in gleicher Weise bedingt durch:

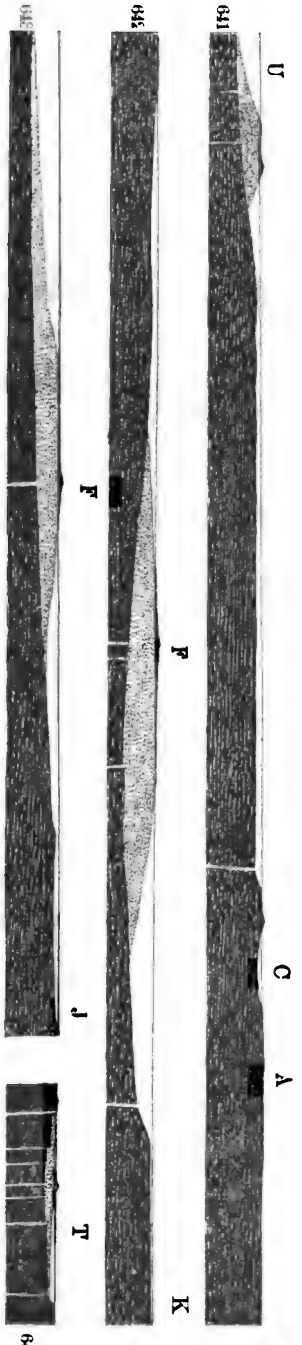
1. Aufhäufung (Vulkane und Massenergüsse, Schlammquellen);

2. Erosion (ein Plato wird in einzelne Züge und Hochgruppen zerlegt);

3. Hebung oder Senkung, und zwar *a)* Verwerfung, *b)* Faltung. Ich unterscheide und illustrire die folgenden Typen:

1. Central- und serial gebaute Eruptivmassen (Vulkane oder Massenergüsse Fig. 645, 646);

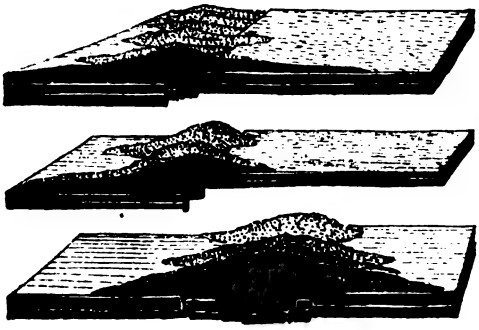
2. Massif-Gebirge: ein (granitischer) Massenerguss wird von Sedimenten bedeckt, er wächst durch intrusive Nachschübe an und staut die angelagerten Sedimente seitlich ab. Es combinirt sich in diesem Falle Senkung des Untergrundes, eruptive Häufung und Faltung. Erfolgt die Senkung des Untergrundes symmetrisch, so



Zu Fig. 641: U, C = Unalashka, Cooks Strasse, A = Alaska. Zu Fig. 642: F, K = Fernando Po, Kamerun. Zu Fig. 643: F, J = Fuerteventura, Cap Juby. Zu Fig. 644: T = Vulkan Gebel Teir im Roten Meer.

Digitized by Google

häufen sich auch die Eruptivmassen symmetrisch (Fig. 647) und die Faltung erfolgt gleichfalls symmetrisch. Diese Fälle sind selten. Gemeiniglich erfolgt die Verwerfung des Untergrundes asymmetrisch und es erfolgen demgemäss auch Häufung und Faltung asymmetrisch (Fig. 654);


645

646

647

3. das Erosions-Gebirg Fig. 648, 649;

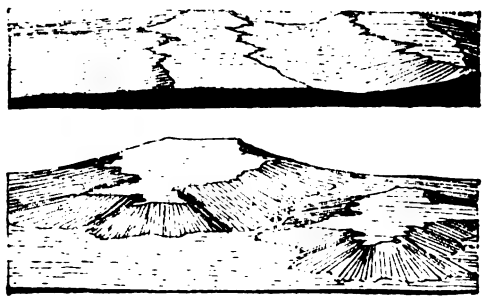
4. das Falten-Gebirg Fig. 652;

5. das symmetrische Verwerfungs-Gebirg Fig. 651 (Stufenplato), ein seltener Typus. Ungleich häufiger ist

6. Das asymmetrische Verwerfungsgebirg (Fig. 650) und

7. der gemischte Typus, Fig. 653, 654 (Combination von Verwerfung und Faltung).

Die Genesis des Reliefs ist also mannigfaltig und es wird demgemäss die Lehre von den Depressionen und Erhabenheiten (Relieflehre) allerdings in einem geografischen Lehrbuche systematisch behandelt werden müssen, während die Lehre von der „Gebirgsbildung“ im geologischen Lehrbuche nicht am Platz ist. Wir werden vielmehr die Erosions-Formen in der Geologie des Wassers, die Eruptiv-Gebirge in der Lehre von der Eruption, die Faltungs- und Verwerfungs-Gebirge aber unter Faltung und Verwerfung zu behandeln haben.


648

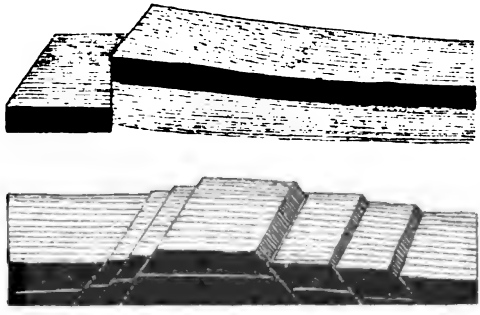
649

Digitized by Google

Eine eingehendere Betrachtung fordert das einseitige Verwerfungs-Gebirg und dessen Combination mit der Faltung:

Unsymmetrischer Bau der Gebirge.

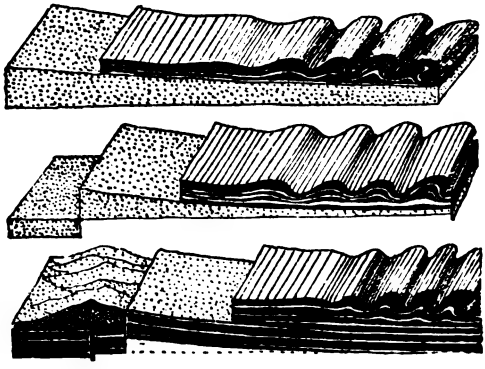
Im vorigen Jahrhundert herrschte die Anschauung, die Gebirge seien durch die in ihrer Achse gelegenen Granitmassen gehoben und gefaltet worden und man hielt die Gebirgszüge demgemäss für symmetrisch gebaut; eingehendere Untersuchungen des Reliefs wie der geologischen Verhältnisse zeigten aber die Unhaltbarkeit dieser Annahme; Brisson stellt bereits den Satz auf: wenn eine Bergkette sich auf einer geneigten Ebene erhebt, fällt sie immer nach der von der schiefen Ebene abgewandten Seite steil ab.[1])



650

651

Dampier erkennt, dass an den Steilabfall eines Gebirges immer ein tiefes Meer angrenzt, während an flaches Land seichte See anstösst.[2]) Buffon nimmt später diesen Gedanken auf.



652

653

654

Hermann betont, dass viele Gebirge steil gegen W. abfallen, gegen O. aber sich verflachen.[3]) Bergmann und Kirwan heben hervor, dass die N. streichenden Gebirge steil gegen

[1]) Brisson, Thorcy: J. ecole polytechn., Vol. 7, p. 266.
[2]) Dampier: Voy., Vol. 2, p. 119, 476.
[3]) Hermann: Entstehung der Gebirge, 1799, p. 90.

Digitized by Google

W., die O. streichenden Bergketten aber steil S. fallen. Hoffmann stellt viele einschlägige Beispiele zusammen.[1])

Ebel und Escher betonen, dass die Alpen gegen N. aus gefalteten Sedimenten gebildet werden, während in den Centralketten und gegen S. krystalline Massen anstehen, dass die Seen in der nördlichen Sandsteinzone hoch liegen, während sie im S. in tiefem Nivo anstehen und Studer betont, dass im S. ein Senkungsfeld besteht, gegen welches die Alpen steil abfallen (Geol. Schweiz, Vol. 1, p. 57).

Darwin, Dana, Prevost, Richthofen, Gümbel besprechen gleichfalls den einseitigen Bau der Gebirge und zeigen, dass die Eruptionen sich in den angrenzenden Senkungszonen abspielen.[2])

Suess hat die einzelnen einschlägigen Anschauungen systematisch und kritisch zusammengefasst und die Lehre von der Einseitigkeit der Gebirgs-Stauung und vom passiven Auftreten der Vulkane in Senkungsfeldern ausgebildet.[3])

Die meisten Gebirge bestehen aus einer gehobenen Zone, in welcher alte Gebilde anstehen. Diese Zone bricht einerseits steil ab, während nach der anderen Seite hin eine Zone überlagernder jüngerer Gebilde folgt. Die letzteren sind häufig plastisch-rupturell deformirt. Einerseits verflacht sich das Land langsam, während es nach der anderen Seite steil abfällt. Der flache Abfall wird beherrscht von vielen Längs- und Quertälern, deren Verlauf durch Faltung und Spaltbildung bedingt ist; auf der Seite des steilen Abfalles trifft man kurze Querflüsse.

Jenseits des Bruchrandes liegt ein Bruchfeld, in welchem häufig Eruptivmassen zu Tag treten, während dieselben auf der flachen Seite fast durchgehends fehlen.

Während die flache Seite gemeiniglich trocken gelegt ist, wird das Senkungsfeld meist ganz oder teilweise von Wasser

---

[1]) Hoffmann: Fys. Geogr., 1837, p. 170.

[2]) Darwin: Voy. Prevost: Bul. geol., 1840, p. 186. Naumann: Geol., 1850, Vol. 1, p. 341, 368, 393. v. Richthofen: Mem. Acad. Californ., 1868, p. 81. Gümbel: Bair. Grenzgebirg, 1868, Vol. 1, p. 488, 826.

[3]) Suess: Alpen, p. 3, 12, 28, 48, 146. Suess: Erde, Vol. 1. Mojsisovics: S. Tirol, 1879, p. 521.

Digitized by Google

bedeckt, wodurch die Ablagerung junger Sedimente, welche auf der flachen Seite fehlen, bedingt wird. Ist das Senkungsfeld vom Meer bedeckt, so bilden sich marine Sedimente, ist es dagegen dem Festland einverleibt, so bilden sich Süsswasser-Ansammlungen und Süsswasser-Sedimente (Torfmoore, Kohle etc.).

In beiden Fällen bleibt das Senkungsfeld lange der Wirkung der Erosion entzogen; in beiden Fällen besteht die Tendenz der Ausfüllung durch Sedimente oder vulkanische Produkte. Auf der tiefen Seite erfolgen Ablagerungen, welche auf der flachen Seite des Gebirges entweder gar nicht oder in beschränktem Masse und in anderer Ausbildung auftreten. Die Gegensätze suchen sich auszugleichen, indem die Senkung ausgefüllt, das Gebirg aber abgetragen wird. Der ursprüngliche tektonische Gegensatz wird durch anhaltende facielle Contraste lebendig erhalten, bis die Nivellirung vollendet ist; von da an haben aber beide Seiten des Gebirges dasselbe Geschick. In späterer Zeit mögen sich über das ganze Gebiet dieselben Sedimente breiten und den ursprünglichen tektonischen und faciellen Gegensatz beider Zonen verhüllen.

Genetische Erklärung des unsymmetrischen Gebirgsbaues. Unabhängigkeit der Faltung von der Bildung der Bruchfelder.

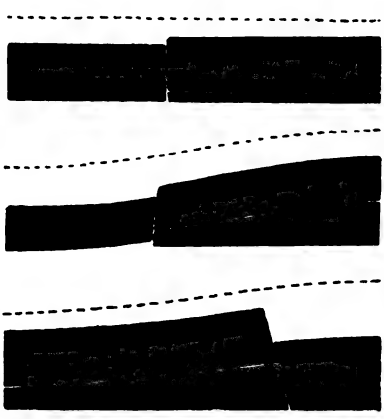
Die symmetrische Ausbildung eines Gebirges ist selten. Wenn die Rupturen nicht in der Weise der Fig. 651 symmetrisch einsetzen, sondern wenn die Massen nach einer Seite stufig absinken (bez. sich stufig heben), entsteht ein unsymmetrisches Relief. Bei flacher Lagerung des Schichtsystemes (gestrichelte Linie in Fig. 655) führt eine stufige Absitzungs-Zone vom ebenen Plato zum ebenen Senkungsfeld. Man sieht, ein eigentliches Gebirge (mit Wasserscheide) kann unter diesen Umständen nicht entstehen.

Ist das Schichtsystem geneigt (gestrichelte Linie in Fig. 656) und erfolgt eine stufige Depression im Sinne der Schichtneigung, so entsteht trotz der namhaften Nivo-

Digitized by Google

Differenz zwischen der obersten und der tiefsten Stufe gleichfalls kein Gebirge (keine Wasserscheide) und die Verwerfung wird, da das Hinterland auf grössere Erstreckung hin sich hebt und entsprechend viel Niederschlag abgibt, noch rascher ausgeebnet als im vorigen Falle.

Wesentlich anders stellt sich das Verhältniss dagegen, wenn das Schichtsystem geneigt ist (gestrichelte Linie in Fig. 657) und nun eine Verwerfung im entgegengesetzten Sinne der Schichtneigung erfolgt. In diesem Falle entsteht ein Gebirge, d. i. eine nach zwei Seiten abfallende Höhenzone (mit Wasserscheide).



In diesem Falle liegt die Wasserscheide auf der Grenze zwischen der hohen Stufe und dem Senkungsfeld und es werden die ursprünglich hoch gelegenen Massen von der Erosion wenig angegriffen, während die Flanken der Erosion anheimfallen, wodurch das Relief des Gebirges immer schärfer hervortritt. In allen drei Fällen können im Senkungsfeld Sedimente abgelagert werden, während auf dem hohen Flügel keine Sedimentirung erfolgt; auch können in allen drei Fällen im Bruchfeld Eruptivmassen gefördert werden, während solche dem hohen Flügel gemeiniglich fehlen. Der dritte Fall unterscheidet sich aber von den zwei andern dadurch, dass bei genügender Neigung des hohen Flügels nach erfolgter Emersion ein Abgleiten der Sedimente stattfinden kann; die gleitende Faltung der Schichten muss sich aber natürlich im Sinne des flachen Abfalles vollziehen, d. i. vom Gebirg abgewandt sein.

Ich läugne einen causalen Zusammenhang zwischen der Bildung des Bruchfeldes einerseits und der Faltung anderseits. Die Bruchseite ist nach meiner Ansicht nicht ein Gebiet geringsten Widerstandes, nach welchem die Contraction

Digitized by Google

der Erde eine Zertrümmerung bewirkt, während im benachbarten Gebiete in Folge der Pressung Faltung der Sedimente eintritt.[1]) Im Gegenteile: das Senkungs-Gebiet ist ein Spannungs-Gebiet, innerhalb dessen klaffende Spalten entstehen, welche dem Magma den Weg zur Erdoberfläche ermöglichen.

Unter allen möglichen Vorbedingungen der Gebirgsbildung ist der dritte der oben angeführten Fälle offenbar am bedeutungsvollsten. Die meisten namhaften Gebirge zeichnen sich dadurch aus, dass Rupturen den ursprünglich erhabenen Teil eines geneigten Schichtsystemes beherrschen und in die Tiefe ziehen. Das Relief und die unsymmetrische Ausbildung wird unter diesen Bedingungen durch lange Zeit prägnant hervortreten, eventuell vollzieht sich auch ein faltiges Abgleiten der Sedimente in der vom Bruchfeld abgewandten Richtung.

Die Faltung ist nach meiner Ansicht eine Folge der Schichtneigung des hohen Flügels und kann zu irgend einer Zeit ganz unabhängig von der Bildung eines Senkungsfeldes eintreten: Bald kann die Faltung sich vollziehen, lange bevor der Bruch sich ereignete;[2]) es ist aber ebensowohl möglich, dass das Bruchfeld sich zuerst ausbildet und dass die Faltung später — meist wohl erst in Folge der Emersion — platzgreift.[3])

Die Faltung kann auch ganz ausbleiben; sie ist kein wesentlicher Factor der Gebirgsbildung.

Der krumme Verlauf der Längsbrüche und der Gebirge ist eine gemeine Erscheinung, welche sich aus den mechanischen Voraussetzungen notwendig ergibt:

---

[1]) Beaumont's Schraubstock-Vorstellung, sowie Dana's Theorie der Aufpressung der Continentränder durch die oceanische Senkungsschole sind meines Erachtens unhaltbar.

[2]) Die Faltung des Erzgebirges findet zum Schluss des Carbon ihren Abschluss, das Bruchfeld bildete sich aber erst im Terziär.

[3]) Die Emersion ist für den Faltungs-Prozess besonders bedeutungsvoll, da die Sedimente, solange sie unter Wasser liegen, bei mässiger Neigung im Gleichgewicht sein können, während in Folge der Emersion tiefgreifende Gleichgewichts-Störungen eintreten (s. Kap.: Massenbewegung).

Digitized by Google

Rupturen der Erdkruste entstehen in Folge von Spannungs-Differenzen. Diese werden bedingt durch

1. Ungleiche Belastung, bez. Entlastung;

2. ungleichen Substanzwechsel (Stoffaufnahme oder Abgabe) in benachbarten Gebieten;

3. thermische Differenzen (ungleiche Abkühlung oder Erwärmung) benachbarter Gebiete.

Die Flächen grösster Spannungs-Differenzen ein oder der anderen Art können nach allen möglichen Richtungen verlaufen, und zwar können die Spannungen von Ort zu Ort

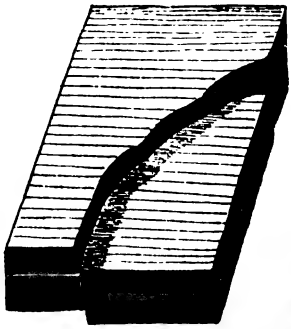


Fig. 658.

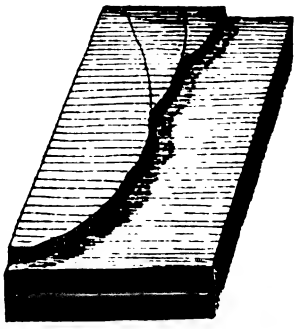


Fig. 659.

nach ein oder der andern Richtung von der Richtung im Nachbar-Gebiete abweichen; der krumme, windschiefe Verlauf der Brüche entspricht den variablen Spannungs-Zuständen in der Erdkruste, der geradlinige Verlauf eines Bruches aber bildet nur einen (und zwar einen seltenen) Fall unter allen möglichen Fällen.

Die Beziehung der Senkungsfelder in Bezug auf den krummen Abbruch der Hochschollen ist von vielen Autoren erörtert worden. Während Japan und die Kurilen mit der convexen Seite gegen das tiefe (marine) Bruchfeld schauen,[1]) liegt das Bruchfeld bei den Alpen, Karpaten, Apenninen etc. an der Concavseite.[2]) In der grossen

[1]) v. Richthofen: Führer, 1886, p. 300.

[2]) Der Umstand, ob ein Gebirgszug beiderseits verlandet ist, ob nur das Senkungsfeld überschwemmt ist oder ob beide Seiten unter das Meer verschwinden, ist nur geografisch wichtig, geologisch jedoch ohne Belang.

Digitized by Google

Mehrzahl der Fälle liegt das Senkungsfeld (und die Vulkane) auf der Concavseite,[1]) und zwar hat diese Tatsache offenbar eine mechanische Begründung. Wenn aus einer Platte (Fig. 658) ein Zwickel ausbricht, ist es unter den meisten Umständen wahrscheinlicher, dass die Platte ihren Horizont bewahrt und dass nur der Zwickel absinkt, während der umgekehrte Fall (Fig. 659) unwahrscheinlich ist. In analoger Weise dürfte wohl auch in der Natur in der Regel die concave Seite absinken.

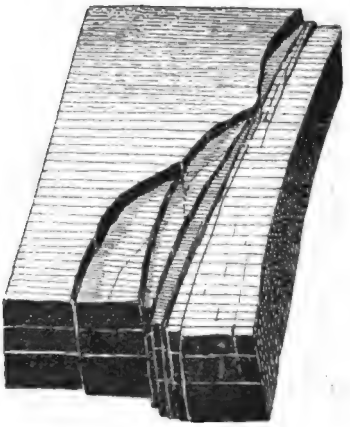


Fig. 660.

Fig. 660 versinnlicht einen Complex von Concavbrüchen (Typus: Westitalische Küste).

Das Resultat der Eruptionen im Gebiete der Senkungsfelder ist sehr mannigfaltig. Bald trifft man Massenergüsse (Karpaten), bald treten vereinzelte Eruptivmassen auf (Süd-Alpen), bald bauen sich mächtige Vulkanreihen auf, welche schliesslich das Grundgebirge weit überragen, ja vollständig überwuchern können (Java).

Die vulkanische Tätigkeit beginnt oft submarin, im Laufe der Zeit wird das Gebiet durch Aufschüttung (trotz anhaltender Senkung) verlandet.

Während das Senkungsfeld anfänglich im Relief noch deutlich hervortritt, wird es allmählig durch Aufschüttung ausgeglichen und dem Auge entzogen; an seine Stelle tritt ein vulkanischer Gebirgszug, welcher für längere Zeit das alte Grundgebirge überragen und die Landschaft beherrschen mag, um schliesslich nach dem Erlöschen der Vulkane wieder rasch zur Unbedeutendheit herabzusinken.

---

[1]) Peschel: Erdkunde, 1870, p. 28. Suess: Alpen, 1875. Russell: 4. Ann. Rep. U. St. Survey, 1883, p. 452.

Digitized by Google

Hebungs- und Senkungs-Schollen; Compensation der vertikalen Verschiebungen.

Nach obiger Ausführung ragte das Gebiet des Senkungsfeldes vor eingetretener Ruptur gemeiniglich über den nachträglich hoch anstehenden Verwerfungsflügel auf, mit andern Worten: die höchsten Gebiete werden im Laufe der Zeit in tiefe Gebiete umgewandelt (s. das Kap.: Ursachen der Nivo-Änderung).

Die Apallachien erheben sich am Ostrande des atlantischen Oceans mit steilen, landeinwärts überschobenen Falten, welche sich gegen das Inland allmählig mildern und verflachen. Der Schub erfolgte offenbar vom Meere her und viele Forscher sind geneigt, mit Dana anzunehmen, das oceanische Senkungsfeld habe den Rand des Continentes gestaut. Ich ersetze diese Anschauung durch die Behauptung, dass die bez. Sedimente eben auf einer gegen W. geneigten Unterlage ruhten und dass vor erfolgter Faltung im O. (wo heute das Meer liegt) ein hohes Land lag, von welchem aus die geneigten Sedimente gegen W. faltig abglitten.[1])

In manchen Fällen (Apallachien) trifft man nahe dem Senkungsfeld grobkörnige Sedimente, in grösserer Entfernung von demselben aber immer feinere Massen, woraus man schliessen muss, dass das Gebiet des Senkungsfeldes einst hoch aufragte und seinen Detritus der Niederung zuwandern liess, welche nachträglich als hoher Verwerfungsflügel stehen blieb, während der vordem erhabene Flügel absank.

In diesen und anderen Fällen sehen wir, wie ehedem hoch gelegene Partien der Erde in Senkungsfelder verwandelt und inundirt werden, während wir anderseits auch Gebiete der Erde, deren einstige Tiefenlage durch Tiefsee-Facies und granitische Eruptivmassen erwiesen wird, in hohes Land verwandelt sehen.

Man kann an eine Wechselbeziehung zweier benachbarter Schollen denken, der zu Folge die Hebung einer Scholle durch

[1]) Ähnliche Verhältnisse gelten für das böhmisch-bairische Grenzgebirg (Gümbel), dessen Genesis analog gewesen sein muss etc.

Digitized by Google

die Senkung der Nachbar-Scholle bedingt wird und umgekehrt. (Deluc-Seckendorf: cit. in d. Theorien der Nivo-Änderungen.)

Anderseits ist es auch denkbar, dass der Prozess der Senkung oder Hebung aus fysikalischen Gründen nicht nur bei einer gewissen Grenze stehen bleibt, sondern von da ab in die gegensätzliche Bewegung umschlägt. Dass Hebungen bei einem gewissen Betrage zur Zersitzung (Senkung) der Massen in Folge der Gravitation führen müssen, wurde gezeigt. Anderseits dürfte die Senkungs-Scholle, sobald mächtige Massen über derselben abgelagert sind, in Folge der langsam aufsteigenden Durchwärmung (Ausdehnung) zu einer gegensätzlichen Bewegung veranlasst werden.

Übrigens trifft das Alterniren der Nivo-Änderungen durchaus nicht regelmässig, sondern nur strichweise und in einzelnen Fällen zu, während andere Partien ausnehmend stabil sind. Die Senkungsfelder mancher Gebirge waren allerdings einst Hochland und viele Tiefsee-Districte sind anderseits heute supramarin, ja einzelne Continente haben relativ bedeutende Nivo-Änderungen erlitten. Es existiren aber auch gewaltige Gebiete, welche seit alter Zeit stabil sind: Afrika und Australien einerseits, der stille Ocean anderseits haben ihren Habitus gewiss durch lange Zeiträume im Wesentlichen bewahrt.

Wenn die compensatorische Bewegung zu Recht bestehen sollte, so ist sie doch gewiss nicht allgemein giltig: nur gewisse Gebiete weisen eine seculäre Wage-Bewegung (oder wellenartiges Wogen der Krusten-Schollen) auf, während andere Districte stabil und starr sind. Die Erdkruste ist regional lebendig und labil, während sie in anderen Teilen starr und todt erscheint.

Nivo-Änderungen. [1])

Benennung der Nivo-Änderungen. — In vielen Fällen kann man nicht bestimmen, ob das Land sich hob oder der Meeresspiegel sich senkte und umgekehrt. Man wird

[1]) Litteratur Hoff. Ferner: Chambers Ancient sea margins, 1848. Peacock: Sinking, 1860. Up and downs of land and sea Naut. Mag.,

Digitized by Google

sich demgemäss darauf beschränken, die unverfänglichen Ausdrücke Emersion und Submersion zu gebrauchen. In anderen Fällen ist die Senkung einer bestimmten Scholle nachweislich und dann ist der Ausdruck Senkungsfeld am Platz. Selbst wenn keine directen Beweise für eine Senkung des bez. Gebietes vorliegen, darf man, falls das tiefe Feld relativ (d. i. im Verhältniss zu den angrenzenden hohen Partien der Erdkruste) unbedeutend ist, eine Senkung annehmen, weil es wahrscheinlicher ist, dass eine kleine Partie sich senkt, als dass eine grosse sich hebt. Auch möchte ich glauben, dass überhaupt Depressionen eine grössere Rolle spielen als Hebungen,[1]) da eine reine Compensation der positiven und negativen Bewegungen bei einem sich abkühlenden und contrahirenden Weltkörper undenkbar ist. Ich schliesse mich hierin Suess an, welcher den Senkungen eine so grosse Bedeutung zumisst, während die alte Schule das Relief der Erde vorwiegend auf Hebungs-Vorgänge zurückführt.

Die folgenden geografisch geordneten Daten, welche ich zunächst ohne Kritik vorführe, zeigen die Verbreitung sowie die Mannigfaltigkeit der bez. Fänomene:

Schon im vorigen Jahrhunderte wurde nachgewiesen, dass die Ufer von Schweden sich heben.[2]) Die einen leiteten hieraus einen Rückzug des Meeres, die anderen eine Hebung des Landes ab. Die Streitfrage entschied sich in letzterem Sinn, als nachgewiesen war, dass die Nivo-Differenzen ungleich sind; offenbar muss man in diesem Falle an eine ungleiche Hebung denken.

1865, p. 343. Trautschold: Hebung und Senkung, Bul. soc. Moscou, 1869. Catlin: Lifted and subsid. land, 1871. Peschel: Erdkunde, 1878. Hahn: Aufsteigen und Sinken, 1879. Peschel-Leipoldt: Fys. Erdkunde, 1884. Girard: Instabil. des continents. Geikie: Ice Age, 1877 und Geikie: Prehistoric Europe, 1881.

[1]) Senkungen dürften häufiger sein als Hebungen; dagegen sind die Emersionen leichter nachweislich als Submersionen.

[2]) Celsius: Akad. Stockholm, 1743. Jessen: Norge, 1763. Buch: Norwegen Vol. 2, p. 289. Playfair: Explic., 1815, p. 355. Fischer: Gesch. d. Fysik, Vol. 4, p. 371. Klöden: Erdgestaltung, 1824, p. 200. Hoff (Veränderungen) und Boué: Sitzber. Akad. Wien, 1861 bringen Litteratur über Hebung und Terrassen in Scandinavien.

Digitized by Google

In verschiedenen Landesteilen werden 0·6—1·2 *m* Hebung per Jahrhundert notirt.[1]) Anderseits werden an Detritus-Bildungen der schwedischen Küste locale Senkungen nachgewiesen. Eine mit Seesand bedeckte Hütte bei Stockholm beweist eine Senkung und nachfolgende Hebung; an anderen Stellen beobachtet man unter den Seespiegel versunkene Moore etc.[2])

Dass die Hebung in Norwegen seit langem anhält, wird durch die jungen marinen Terrassen erwiesen, welche sich in verschiedenen Gebieten 90—180 *m* über das Nivo des Meeres erheben.[3])

An der deutschen Küste wurden einerseits Zeichen von Hebung, anderseits versunkene Wälder nachgewiesen; die Inland-Gebiete besitzen in Regionen junger Gebirgsbildung alte Alluvial-Terrassen, welche in verschiedener Höhe über dem modernen Alluvium liegen.

In England existiren marine Terrassen,[4]) deren Hebung z. T. in historische Zeit fällt. Diess wird bewiesen durch Funde von Werkzeugen und durch den Umstand, dass einzelne gehobene Partien mit dem keltischen Wort inch, d. i. Insel bezeichnet werden. Vor Zeiten wurden diese Teile des Landes vom Meer umflutet, jetzt liegen sie 10—15 *m* über der See. Ausserdem gibt es Fluss-Terrassen, welche, wie diess der

[1]) In Gefle sogar 2 *m*. Hahn: Aufsteigen und Sinken, 1879, p. 152.

[2]) Lyell: Phil. Trans. L., 1835. Chambers: New. Phil. J., 1850, C. R. Vol. 15. Die Veränderungen lassen sich an der flachen schwedischen Küste binnen kurzer Zeit nachweisen, während die Änderungen in Norwegen seiner steilen Küste entsprechend erst nach Verlauf längerer Zeit auffallen.

[3]) Man zählt 2—7 (meist 5—7) solche Terrassen, welche in weiten Gebieten etwa 90 *m*, im Gebiete von Trondheim aber 170—190 *m* über dem Meere anstehen.

Keilhau: Nyt. Mag. Nat. Vol. 1, 1838. Bravais: Q. geol. soc. 1845. Kjerulf: Z. geol. Ges. 11, 1870. Hahn cit. Kjerulf: Terrassen übers. 1880, p. 13 Kjerulf: Geol. Norwegen, Tafel 5 verzeichnet Verbreitung und Höhenlage der Terrassen kartografisch.

[4]) Hutton: Trans. Roy. Soc. Edinb., 1790. Prestwich: Proc. geol. soc., 1837. Beche: Cornwall, 1839, p. 423. Beche: Observer, 1853, Kap. 23. Brit. Assoc. Rep., 1840. Murchison: Q. geol. soc., 1842. Chambers: Sea margins, 1848, p. 19, 30. Geikie: Q. geol. soc., 1862, p. 225. Hahn cit.

Digitized by Google

Ablagerung fluviatiler Sedimente entspricht, gegen das Inland (in den Tälern) sanft ansteigen.[1]) Endlich trifft man über den besagten, wenig gehobenen Terrassen an vielen Stellen der Berggehänge Reste hoch gelegener Terrassen, welche einer früheren Hebungs-Epoche angehören. Das stufenweise Auftreten der Terrassen spricht für ruckweise Hebung, nach welcher immer Epochen der Ruhe, der Erosion und Alluvion folgten. Chambers weist solche Terrassen in der Höhe von 12, 24, 30, 110 und local selbst 350 und 500 *m* über dem Meere nach.

Aus den vorgeführten Tatsachen scheint eine allgemeine Hebung Englands in jüngster Zeit zu folgen; anderseits sind aber auch viele Fälle von unterseeischen Wäldern bekannt; auch trifft man Litoral-Conchylien in tiefem Wasser, woraus man locale Senkungen ableitete.[2])

Italien. — An der West-Küste von Mittelitalien stehen moderne marine Kalk-Ablagerungen vielfach bis 30 *m* über dem Meer an; die Alluvial-Terrassen des Inlandes liegen 100—200 *m* über dem Meer.[3])

Im Neapolitanischen sind die Hebungen viel bedeutender: recente marine Ablagerungen trifft man bis 100 *m* über dem Meer, das jüngste Pliocän reicht aber 400—600 *m* hoch. Auch in Sicilien stehen diese jungen Sedimente hoch an.[4])

Anderseits weisen die Alluvionen der Küsten oft Senkungs-Erscheinungen auf: alte Pflaster und Gebäude liegen unter dem Meer, recente Landschnecken und Torflager werden in namhafter Tiefe der Flussdeltas angetroffen.[5]) Die Basis

[1]) Chambers cit. p. 15. Die Beschaffenheit der Sedimente erlaubt übrigens selten mit Bestimmtheit die marine oder fluviatile Entstehung einer Terrasse zu behaupten.

[2]) Austen: Q. geol. Soc. Vol. 17, p. 69.

[3]) Cossigny: Bul geol., 1875. Stefani: Mem. comit. geol. 1877, p. 86.

[4]) Hoffmann: Gesch. Geogn., 1838, p. 425. Jb. Min., 1843. Gemellaro: Q. geol. Soc. Vol. 14, p. 504. Waters: Jb. Min 1879, p. 709. Uzielli: Bol. soc. geogr., 1881, p. 572 (Litteratur) Gardner: Geol. Mag., 1885, p. 145.

[5]) Donati, Ferber, Klöden, Hoff, Lyell, Credner, Hahn cit. in Reyer: Änderung der ital. Alluvien. Z. Ges. Erdkunde, 1882, Vol. 17, p. 128. Torflager wurden bei Venedig 100 *m* unter dem Meere angetroffen.

Digitized by Google

des Serapis-Tempels war während einer längeren Epoche vom Meer bedeckt (Bohrmuscheln) und jetzt steht sie wieder auf trockenem Lande, woraus eine Senkung und nachmalige Hebung erschlossen wird.[1])

In Nord-Amerika trifft man mehrere Alluvial-Terrassen übereinander als Zeichen wiederholter ruckweiser Hebung. Die Terrassen sind z. T. marin, z. T. fluviatil; in den Alluvial-Gebieten des O. und S. sind anderseits auch locale Senkungen nachgewiesen.[2])

Die Gestade und Täler von Süd-Amerika weisen gleichfalls mehrere Terrassen übereinander auf, woraus Darwin auf wiederholte ruckweise Hebung und Perioden der Ruhe schliesst. Die Hebung, welche in historischer Zeit anhält, wird per Jahrhundert etwa auf 2 *m* veranschlagt.[3])

Während für die meisten Gebiete von Süd-Amerika Hebungen nachgewiesen sind, liegen für das Gebiet S. von Chiloe Beweise einer vollzogenen Senkung vor (versunkene recente Conchylienbänke und Wälder, Hahn cit.).

Im grossen Ocean existiren weite Senkungs-, anderseits aber auch Hebungs-Gebiete: Oberflächlich anwachsende, tief fussende Korallenriffe beweisen anhaltende Senkung, während junge Riffe, welche über den mittleren Wasserstand aufragen, eine erfolgte Hebung beweisen.[4])

Plötzliche Nivo-Änderungen in historischer Zeit.

Sowohl Emersionen als auch Submersionen sind als Folgen plötzlicher Dislocation wiederholt constatirt worden.

Das Versinken des Kai von Madrid und die von heftigem Beben begleitete Submersion von Port Royal, Jamaika, wurde a. O. besprochen (s. Massenbewegung, pag. 414).

[1]) Babbage: Q. geol. Soc., 1834.

[2]) Rogers: Americ. Atlas, 1827. Bayfield: Proc. Geol. Soc., 1833. Riddell: A. J. Vol. 37, p. 211. Lyell: 2. Reise übers. 1851, Vol. 2, p. 79, 250, 332. Hahn cit. p. 111.

[3]) Darwin: Reise übers. Vol. 2, p. 80, 116, 199, 236. Domeyko, Reiss: Verh. Erdkunde, Berlin, 1880. Hahn, p. 83. Peschel-Leipold: Fys. Erdkunde, 1880, p. 352.

[4]) Darwin: Voy, 1839, p. 565. Dana: Explor. Exped, p. 395, 533.

Digitized by Google

1751 versank während eines intensiven Erdbebens auf Haiti ein 20 Wegstunden langer Strich der Nordküste unter das Meer.

Nach dem Beben von Valparaiso 1822 wurde eine Hebung von etwa 1 *m* notirt. Die Hebung vermindert sich in solchen Fällen meist in den nächsten Wochen nach erfolgter Massenbewegung in Folge des Zusammensitzens der aufgerüttelten Massen.

Nach dem Beben von Conception, Chile, 1751, ragten in dem Gebiete, welches vordem der Hafen eingenommen, Sand-

Fig. 661.

steinriffe. Der Betrag der Hebung muss sehr bedeutend gewesen sein (mehrere Meter), doch erfolgte die nächste gute Aufnahme so spät nach dem Ereignisse, dass der Betrag fraglich bleibt (Beechey, Lyell). Bei dem Beben von Conception, 1835, erfolgte eine Hebung von etwa 1·5 *m* (trocken gelegte Muschelbänke) über die normale Strandmarke. Die Differenz glich sich nach einiger Zeit bis auf einen Betrag von 0·6 *m* aus. Die Insel S. Maria blieb aber dauernd 1 *m* höher. Der Meeresboden war local z. T. in Folge der Hebung, z. T. in Folge der Alluvion um 3 *m* erhöht. [1])

[1]) Graham: Trans. Geol. Soc., 1822, p. 413 und Pog. Ann. Vol. 3. p. 344. Darwin, Freyer cit. Phil. Mag., 1838. R. Geogr. J. Vol. 6. Jb. Min, 1836, p. 712, 1839, p. 227. Berghaus' Ann. Vol. 3. Pissis: C. R. 1864, Vol. 58, p. 124. Suess bezweifelt die erfolgte Hebung. Suess

Digitized by Google

Ferner ist beachtenswert, die Submersion der Küste von Achaja in Folge des Bebens von Aigion, 1861.[1]) Fig. 661 zeigt das (dunkle) anstehende Gebirge und das angelagerte (helle) Alluvium. Zwischen dem Fuss des Gebirges und dem Alluvialstreifen verläuft auf eine Strecke von 13 *km* eine Serie von Spalten, welche während dieses Bebens entstand; auch der Saum des versunkenen Küstenstreifens wurde in Folge der Massenbewegung, wie Fig. 661 zeigt, von zahlreichen Rissen durchsetzt. Die Augenzeugen konnten das langsame Versinken des Landes fühlen und sehen; der Senkungs-Vorgang hielt, wie die Messungen ergaben, durch Stunden an, war aber nur unmittelbar nach dem Beben namhaft und augenfällig. Etwa 10 Minuten nach dem Beben brachen die Wogen des Seebebens über das Gestade herein. Während des Bebens und nach demselben ereigneten sich viele Schlipfe und Bergstürze in einem Umkreise von einem Tagmarsch (50 *km*) Durchmesser.

Der gesunkene Uferstreifen blieb nach der Katastrofe in einer Breite von 100—200 *m* vom Wasser bedeckt (schwarzer Uferstreifen in Fig. 66); die Orte und Häuser des betroffenen Gebietes wurden durch die Katastrofe grossenteils zerstört. Durch ein ähnliches, doch grossartigeres Ereigniss wurde ehedem die schon bei Homer erwähnte Seestadt Helike zerstört und unter das Meer versenkt.

Karakteristisch für die Katastrofe des Jahres 1861 ist die Entstehung zahlreicher Sandkegel, welche über den Spalten (insb. im östlichen Gebiete, Fig. 661) aufgeschüttet wurden.

Die Spalten waren meist nur 20—30 *m* lang und 1—2 *m* breit; doch waren sie selten über 1 *m* tief. Der Grund der Spalten war mit Grundwasser, Schlamm und Sand gefüllt; Sand und Schlamm quoll, gurgelte und sprudelte hier und dort aus den Spalten auf, um die Eruptions-Öffnungen häuften sich kleine flache Sandkegel. Offenbar wurde durch die Massenbewegung eine tiefere wasserreiche Sandschichte gepresst und

(Erde Vol. 1, p. 128) hebt hervor, dass viele der anscheinenden Hebungen wohl nur Detritus-Anschwemmungen sind, welche durch den Wasserschwall des Seebebens abgesetzt wurden.

[1]) Schmidt: Vulk. und Beben, 1881, II., p. 76.

Digitized by Google

das Material entwich aus den Spalten; falls die Schichte von Gasen durchsetzt war, kam es zu lebhafteren Eruptionen, wobei Sand und Steine aufflogen. [1])

Fig. 662 (nach Schmidt) zeigt einen Teil des versunkenen

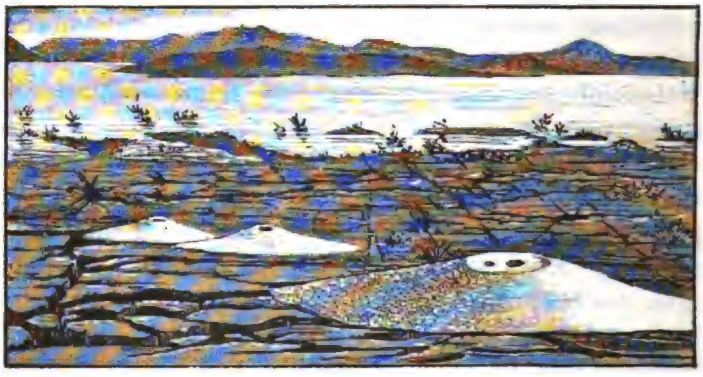


Fig. 662.

Ufersaumes. Man sieht die Wipfel der Gesträuche aus der Wasserfläche aufragen. Zahlreiche Längs- und einige Querspalten durchsetzen das Land.

Fig. 663.

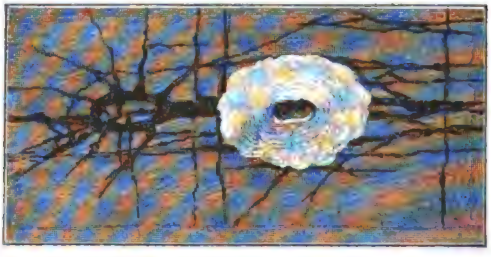


Fig. 664.

Fig. 665.

Mehrfach kommen auch grössere Bruchlöcher vor, von welchen mehrere Spalten ausstrahlen (vgl. Fig. 516). Auf den

[1]) Schlammausbrüche in Folge von Dislocation. Cavanilles: J. Phys. Vol. 49. Gilberts Ann. Vol. 6, p. 67. Humboldt: Voy, p. 317. Abich: Pog. 1849, Vol. 76, p. 157.

Digitized by Google

Spalten und insb. über den Bruchlöchern sitzen hier und dort kraterförmige Kegel mit 10—20° Böschung.

Fig. 662 zeigt drei dieser Sandkrater. Der grösste hat 20 *m* Basis-Durchmesser. Fig. 664 und 665 zeigt den Aufblick auf derartige Gebilde. Fig. 663 zeigt das Profil (vgl. Schlammquell-Facies).

Ferner sind instructiv die Nachrichten über die plötzlichen Hebungen und Senkungen weiter Landstriche in Neu-Seeland (Fig. 666).

Fig. 666. 1 = Paläozoisch, 2 = Perm bis Jura, 3, 4 = kieselreiche und basische Laven.

Das Beben von Neu-Seeland, 1855, zeichnet sich durch den ausserordentlichen Betrag der Hebung aus. Der südwestliche Teil der N.-Insel von Wellington bis zu den Tararua-Bergen (*xx* in Fig. 666) war nach dem Beben um 0·3—3 *m* gehoben. In letzterem Gebiete brach die Hebung mit einer Verwerfung schroff ab und das Gebiet im O. der besagten Verwerfung (das weisse Gebiet im O. des schraffirten paläozoischen Gebirgszuges in Fig. 666) zeigte keine Änderung des Nivos. Die gehobene Scholle besteht aus Fyllit, während im nicht gehobenen östlichen Gebiete terziäre Schichten anstehen. Vor dem Beben konnte man das Ufer zwischen dem Abfall der hohen Scholle und dem Meere nicht passiren, nach der Hebung lag ein 30 *m* breiter Uferstreifen zu Füssen der steilen Abstürze trocken, wodurch die Anlage einer Küstenstrasse ermöglicht wurde.

Die Verwerfung liess sich als steiler Abfall zwei Tagreisen weit landeinwärts in der Richtung gegen N. verfolgen. Bis zur Höhe von 3 *m* über der Ebene waren die Felsen frisch brüchig, auf weite Strecken klaffte eine 2—3 *m* breite Spalte.

Digitized by Google

Nach dem Beben sah man am S. Strande weithin ein weisses Band von Nulliporen, 3 *m* hoch über dem Meeresspiegel hinlaufen; gerade im Gebiete von Wellington war die Hebung aber viel geringfügiger. Ob es sich um die verschiedengradige Hebung einer Platte handelt oder ob die Hebungs-Scholle aus verschiedenen Bruchstücken besteht, welche verschieden gehoben wurden, ist nicht constatirt. Südlich von der besagten Hebungs-Scholle (auf der Süd-Insel, SW. von *xx*) vollzog sich in Folge desselben Bebens eine namhafte Senkung: Der Küstenstrich beim Weiran-Tal senkte sich um 1·5 *m*, wesshalb man nach dem Beben eine Stunde weiter flussauf gehen musste, um Süsswasser zu treffen. [1])

Bei einem früheren Beben (1848) war durch diesen Teil der Südinsel eine grosse Spalte gerissen worden, welche parallel mit der Verwerfung der Tararua-Tafel (N. Insel) verlief und von cloudy beach landeinwärts zwei Tagreisen (100 *km*) weit verfolgt werden konnte.

Neu-Seeland wurde in der kurzen Zeit, welche wir überblicken, von vielen namhaften Beben betroffen (1826, 1832, 1841, 1843, 1848, 1855 u. s. f.). Das Beben von 1832 war so heftig, dass die Eingeborenen allgemein die Flucht ergriffen; die meisten Beben waren von namhaften Seebeben (und Wogenschwall) begleitet. Natürlich sind derartige Katastrofen oft von Entwässerung und Überschwemmung begleitet, Kanäle und Brunnen versiegen, das Wasser staut sich zu Seen etc. [2])

Viel häufiger als derartigen ruckweisen Nivo-Änderungen begegnen wir langsamen, unmerklich vorschreitenden Bewegungen, welche begreiflicherweise ebenso wie die vorigen am leichtesten an den Küsten nachgewiesen werden.

In historischer Zeit sind die Nivo-Schwankungen unbedeutend, im Sinne des Geologen aber vollziehen sich binnen kurzer Zeiträume sehr bedeutende Wandlungen. Die gehobenen Terrassen von Norwegen sind z. T. quartär und weisen Litoral-

---

[1]) Roberts, Borlase, Mantell, Weld cit. bei Lyell Bul. Geol. (2) 1856, Vol. 13, p. 661. Hector: Rep. Geol. New-Zeeland, 1880—1884: auch Hochstetter (Neuseeland, 1863, p. 39) bringt einige Notizen.

[2]) S. Massenbewegung (Mississippi). Bartle (Cutch) J. Geogr. Soc. Vol. 40.

Digitized by Google

Bildungen auf, während man in tieferem Horizont die entsprechenden Tiefsee-Ablagerungen antrifft. [1])

Noch viel bedeutendere Schwankungen sind seit dem Miozän vor sich gegangen [2]) und das Eozän treffen wir in einzelnen Gebieten 1000, 3000 und selbst 5000 *m* über dem Meere an.

Ursachen der Nivo-Änderungen, Kritik der Beobachtungen.

Ich teile die Nivo-Änderungen ein in

A. superficielle Änderungen (Alluvion und vulkanische Aufschüttung einerseits und Erosion anderseits).

B. Bewegungen der Erdkruste. Diese vollziehen sich in Folge ungleicher Contraction, ungleicher Belastung, Stoffwechsel, durch Eruptionen verursachten Substanzverlust. Endlich wird der gesammte Erdkörper unter dem Einflusse kosmischer Agentien deformirt.

C. Änderungen des Meeresstandes treten ein in Folge jeder superficiellen oder Krusten-Änderung, anderseits werden sie durch kosmische Einflüsse verursacht.

Beachtet man diese Momente, so erkennt man, dass die meisten Beobachtungen über Hebung und Senkung einer kritischen Überprüfung an Ort und Stelle unterzogen werden müssen und dass man, da Erde wie Meer variabel sind, die Emersion und Submersion vorläufig nur als relative Verschiebungen auffassen darf. [3])

Man wird zunächst Horizonte fixiren, welche eine gleichmässige Nivo-Änderung aufweisen und man wird die localen Abweichungen auf diesen Horizont beziehen.

Geschicke der Strandgebilde und Alluvien.

In mässiger Entfernung vom Gestade werden (insb. im Bereiche der Flussmündungen) Strandbarren (Nehrung, Lido)

[1]) Sars-Kjerulf: Univers. Programm, Kristiania 1860. Fuchs: Tiefseebildungen cit. p. 517.

[2]) Seguenza: Sedim. plioc. a grandi profondità, bol. soc. malacol., 1875. Fuchs cit.

[3]) Suess spricht aus diesem Grunde nur von negativen und positiven Verschiebungen. S. Verhandl. geol. Reichs., 1880, p. 171.

Digitized by Google

abgelagert, zwischen diesen und dem Gestade verläuft eine seichte Wasserstrasse, welche durch locale Abschlüsse in einzelne Strandseen (Lagune, Haff) zerfällt. Auch diese werden, wenn die Alluvion nicht durch Submersion überwogen wird, allmählig verlandet.

Gute Beispiele der successiven Verlandung durch Vor-

Fig. 668.

Fig. 667.

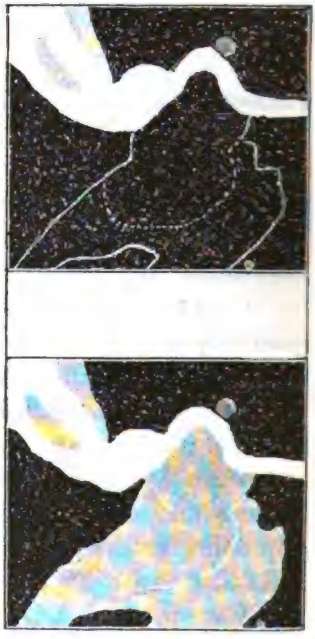


Fig. 669.

schieben der Alluvien bieten die Küsten Italiens, deren Wandlung in historischer Zeit ich a. O. besprochen habe.[1])

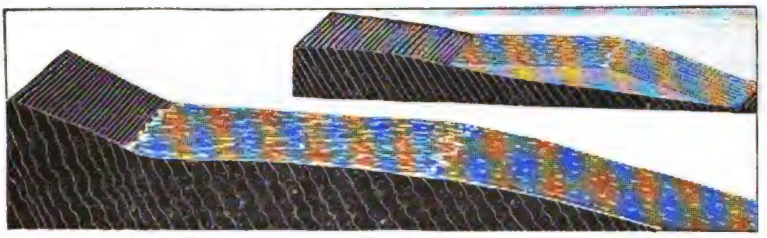
Während in diesen Fällen (trotz localer Senkungen) die Verlandung fortschreitet, überwiegt am Nordsee-Strand die Submersion. Fig. 667 zeigt die Verhältnisse der Küste von Norderney (Land dunkel, Seichtgebiete, welche bei Ebbe z. T. trocken liegen, punktirt, tieferes Wasser hell, N., E. = Norden, Emden). Das Land beherrschte in älterer, historischer Zeit

[1]) Reyer: Änderungen der italischen Alluvien in historischer Zeit. Z. Gesell. Erdkunde, Vol. 17, p. 115, mit Figuren und Litteratur.

Digitized by Google

einen grossen Teil des heutigen Seichtmeeres und die Niederungen waren grossenteils eingedämmt und kultivirt. In den letzten Jahrhunderten des Mittelalters machte aber die Submersion so rasche Fortschritte, dass die Eindämmungen bei wiederholten Hochfluten fielen. Damals wurden u. a. die hochkultivirten Niederungen des Dollart überflutet. Fig. 668 zeigt die ursprüngliche Ausdehnung der Kulturen im Dollartgebiete, Fig. 669 die Überflutung, Fig. 667 die heutige Gestaltung.

Fig. 670. Fig. 671.



Nivo-Änderungen werden in kultivirten Küstenstrichen leicht nachgewiesen; wo dagegen derartige historische Nachweise fehlen, ist man auf geologische Beobachtung angewiesen. Diessbezüglich sind von besonderer Bedeutung die Terrassen.

Strandstufen und Terrassen.[1])

Die See nagt entweder eine Stufe (Strandlinie oder besser Strandstufe, Fig. 670) in das anstehende Gestein des Gestades ein oder sie bildet aus dem disponiblen Detritus und den eigenen Produkten ein Strand-Sediment, welches gleichfalls in Form einer Stufe unmittelbar unter dem Seespiegel ansteht (Fig. 671). Beide Arten von Stufen treten in Folge von Emersion als Terrassen im Relief hervor. Die Emersion wird, da die Strandstufen lange erhalten bleiben,

[1]) Cialdi: Moto del mare e correnti littorali. Beaumont: Geol. prat., I., p. 225. Bravais: cit. Studien von Pettersen u. Mohn im Archiv f. Math. og Natur., 1878, f., Vol. 3—5. Pettersen: Terrassen, übers. in Z. f. Naturwiss., 1880, Vol. 53, p. 783. Kjerulf: Geol. Norwegen, übers. 1880. Lehmann: Strandlinien, 1879, u. Z. Ges. Naturwiss., 1881. Gilbert: cit.

Digitized by Google

leicht nachgewiesen, während die Beweise einer erfolgten Submersion meist dem Auge entzogen werden.[1])

Geht die Emersion gleichmässig vor sich, so muss ein Continuum aufsteigender Strandbildungen entstehen. In der Natur beobachtet man aber oft auffallende Strandstufen in verschiedenen Abständen, woraus folgt, dass die Nivo-Änderungen ruckweise vor sich gegangen sind (rasche

Fig. 672. Fig. 673.

Hebung und darauffolgender Stillstand). Fig. 674 zeigt das Profil der Strand-Terrassen von Kverve, Norwegen (Lehmann), Fig. 672 gibt den Anblick der zwei Strandstufen von Vargsund[2]) und Fig. 673 zeigt den Torghat mit seiner 109 *m* hohen Terrasse.[3])

Ist der Betrag der Emersion bei gleichartigem Relief des Hinterlandes auf grosse Strecken (längs der Küsten verschie-

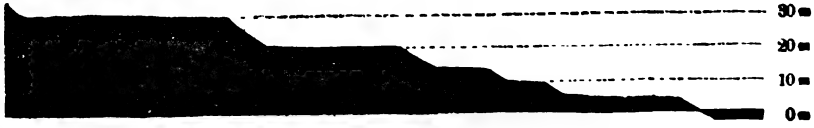


Fig. 674.

dener Länder) constant, so ist die Bewegung wahrscheinlich auf einen Rückzug des Meeres zu beziehen.[4])

Häufiger kommt es jedoch vor, dass die Strandstufen verschiedener Gebiete ein wechselndes Nivo beherrschen, was

[1]) Hebungs-Gebiete werden häufiger notirt, als gesunkene Districte. Hahn: cit., p. 28, 222.

[2]) Nach Mohn: Die obere Terrasse steht 46 *m* über dem Meer an.

[3]) Nach Mohn: Der Gipfel des Torghat = 250 *m*.

[4]) Prevost: Bul. geol., 1840. Der allgemeine Rückzug des Meeres kann, wie in der kosm. Geol. ausgeführt wird, durch verschiedene Ursachen bedingt sein.

Digitized by Google

eine local wechselnde Hebung des Landes beweist, ohne eine gleichzeitig stattfindende Verschiebung des Meeres auszuschliessen.[1])

Seen besitzen gleichfalls oft Terrassen, welche dem wechselnden Wasserstand, insb. den wechselnden Stadien der Emer-

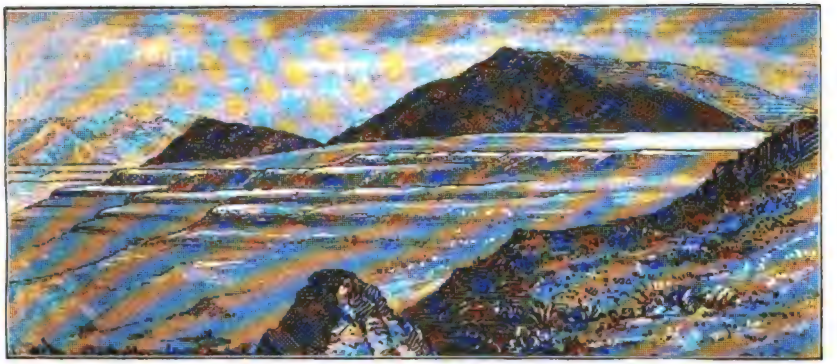


Fig. 675.

sion und Erosion des bez. Gebietes entsprechen. Fig. 675 zeigt den Anblick der Terrassen des Lake Bonneville (N.-

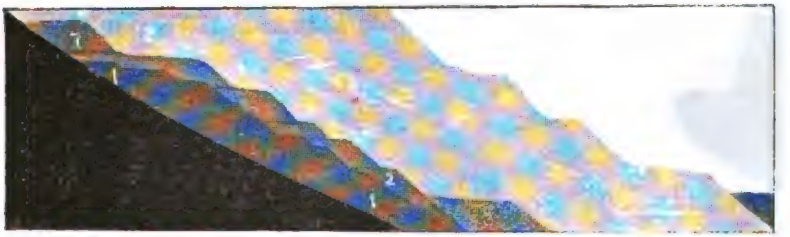


Fig. 676. Fig. 677.

Amerika) nach Gilbert[2]), Fig. 676, zeigt das Profil-Schema der Bonneville-Terrassen.

Während der ersten Hochwasser-Periode bildete sich die

[1]) S. Pengelly: Brit. Assoc. Rep., 1866, gegen Chambers, welcher alle Terrassen von gleichem Nivo als gleichzeitige Gebilde deutet.

[2]) Gilbert: Lake Bonneville, 2. Rep. U. St. Survey, 1880, p. 182; 5. Rep. U. St. Survey, 1883, p. 111, vgl. Russell: Lake Lahontan, 3. Rep. U. St. Survey.

Digitized by Google

Serie *1—1*. In der zweiten Pluvial-Periode wurde die jüngere Terrassen-Serie *2—7* gebildet. Jetzt gewann der mächtige See erst einen Abfluss, der Abflussriegel wurde rasch erodirt und

Fig. 678. Fig. 679. Fig. 680.

das Nivo sank nun rasch bis unter die Terrasse *2*. Dann blieb das Nivo durch längere Zeit stationär und es bildete sich die letzte und tiefste Terrasse (unter *2*). Fig. 677 zeigt das analoge Profil der Lahontan-Terrassen (in grösserem Masstab, nach Russell).

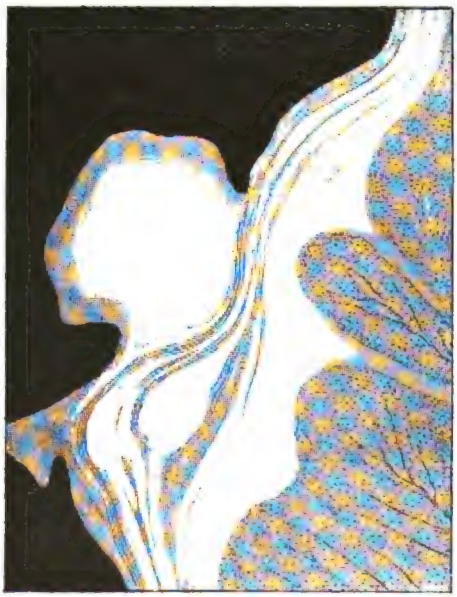


Fig. 681.

Fig. 678—680 veranschaulicht die verschiedenen Beziehungen der Terrassen. Fig. 681 zeigt einen Teil des alten Lahontan-Ufers mit Lagune und Terrassen (Russell: Lake Lahontan, 1885).

In den Tälern der Inland-Gebirge treten häufig Terrassen auf, welche in wenigen Fällen aus alten Seeufer-Sedimenten, in der Regel jedoch aus gemeinen Tal-Alluvien bestehen. Die Täler waren vordem höher mit Alluvium aufgefüllt und die Flüsse flossen im Nivo dieser Alluvionen (Fig. 682). Später erfolgte Emersion und nun griff die Erosion tiefer ein. Sie räumte eine Flussrinne aus; von den alten Alluvien

Digitized by Google

aber blieben einzelne Terrassen erhalten, wie Fig. 683 veranschaulicht.

In den Alpen trifft man ausgezeichnete Terrassen im Inn- und Drautal, im Tessin etc.[1]) Der Grund des Tessintales ist schluchtig, hohe Abstürze der alten Alluvien stehen an; über diesen schluchtigen Partien folgen in namhafter Höhe flache Kultur-Terrassen, welche als Isohypsen-Bänder von wechselnder Breite von Dorf zu Dorf führen.

In den Isohypsen-Karten fallen die Terrassen auf durch weites Auseinanderrücken der Isohypsen. Die Terrassen treten

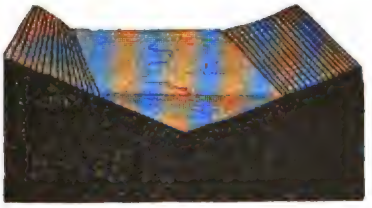


Fig. 682.

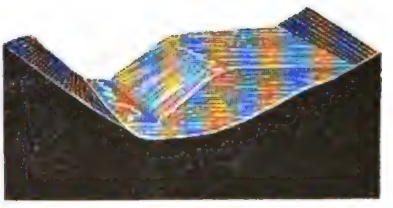


Fig. 683.

im Relief klar hervor, sie zeichnen sich durch reiche Kultur aus. Die Güter und Ortschaften liegen auf ihnen.

Die Haupt-Terrasse lässt sich 7 Stunden weit verfolgen und liegt etwa 1440 *m* über dem Meer. Ausserdem liegen noch mehrere unbedeutende Terrassen-Relicte in verschiedenen Horizonten über der Haupt-Terrasse. Diese Terrassen sind, wie die Funde von Bohrmuschel-Löchern beweisen, z. T. marin und dem Alter nach wohl z. T. pliozän, sicher präglacial, da man abgeschliffene, von Moränen bedeckte Terrassen trifft (Stapff: cit., p. 66).

Während die Terrassen in diesem Gebiete auffallend hoch liegen, stehen sie in anderen Landstrichen nur 100—300 *m* über der Talsohle an.

Die einzelnen Terrassen bildeten sich zu verschiedenen Zeiten seit dem Terziär und in unseren Tagen bilden sich in vielen Gebieten in Folge der tieferen Auskolkung der Gerinne abermals Terrassen.

[1]) Bodmer: Terrassen der Schweiz, 1880. Löwl: Terrassen der Alpen. Petermanns Mitt., 1882, p. 133. Stapff: Z. geol. Ges., 1882, p. 41.

Digitized by Google

Ursache der Terrassen-Bildung

ist entweder

1. ein Rückzug des Meeres oder
2. die Hebung des bez. Landstriches.

2 *a*. Während erstere Bewegung ein sehr gleichmässiges Terrassen-System erzeugt, erfolgt die Hebung des Landes

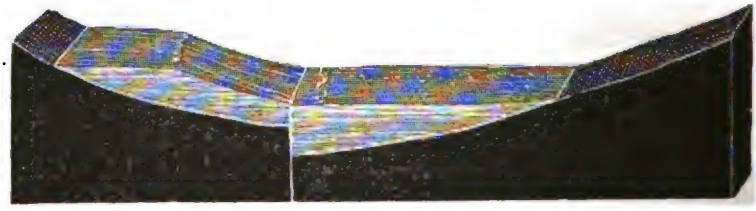
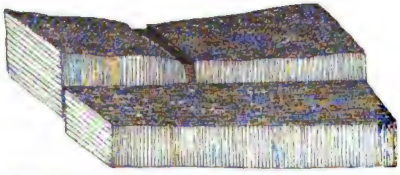
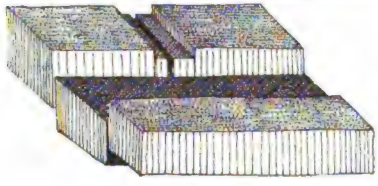


Fig. 684.

gemeiniglich so unregelmässig, dass die Terrassen strich- und schollenweise verschiedene Horizonte einnehmen. Die Faltung beherrscht meist eine grössere Längszone, während die rupturelle Deformation einzelne Schollen hebt oder senkt. Fig. 684 zeigt eine Verwerfung, welche zur Folge hat, dass das Alluvium auf dem gehobenen linken Flügel eine Terrasse bildet, in Fig. 685, 686 sieht man den Bach aus dem hohen Seitental in das durch einen Grabenbruch bedingte tiefe Haupttal niederstürzen. In beiden Fällen können die in hohem Nivo anstehenden Terrassen und Talböden entweder aus den Gesteinen des Grundgebirges oder aus Alluvium bestehen.



685



686

Ferner können durch locale Ursachen Terrassen von beschränkter Ausdehnung entstehen:

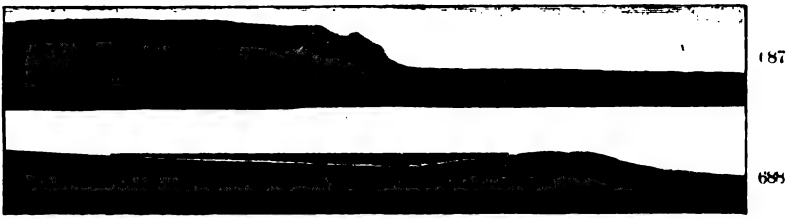
3. Ein harter Gesteins-Complex, welcher eine Erosionsrinne durchquert, kann die weitere Erosion im Oberlauf hemmen. Es entsteht daselbst eine Stufe, welche rasch

Digitized by Google

zu den leichter erodirbaren Gebieten des Unterlaufes sich absenkt (Stromschnellen, Wasserfälle im Gebiete des harten Talriegels in Fig. 687, vgl. Fig. 396).

4. Gletscher können das durch sie bedeckte Gebiet so weit schützen, dass sich daselbst eine höhere Talstufe ausbildet.

5. Wird durch Bergstürze, Gletscher, Vulkane etc. ein



Wall aufgeworfen, so kann der sich dahinter sammelnde Detritus eine Talstufe bilden (Fig. 688). [1])

In solchen Fällen fällt die Stufe mitunter gerade in das Gebiet leicht erodirbarer Gesteine und wird durchaus nicht

Fig. 689.

Antholzer Tal. — R = Ramelstein, H = Hochdorn.

durch einen „harten Talriegel" bedingt. So steht die Alluvial-Terrasse des Antholz-Tales, Tirol (Fig. 689), gerade in der Zone des weichen Glimmerschiefers an, welcher in den Kammgebieten viel tiefer erodirt ist als der benachbarte Granit und Gneiss (Löwl). Nicht das anstehende Gestein, sondern der Schutt, welcher von den Seitenbächen hier angehäuft wird, veranlasst die Entstehung einer Terrasse im Oberlauf, welche diese Region vor weiterer Erosion schützt, während im Unterlauf ausgeräumt und erodirt wird.

[1]) Löwl bespricht diese localen Ursachen (Punkt 3—5) cit. p. 139 f.

Digitized by Google

Bewegung loser Massen als Ursache von Nivo-Änderungen.

Diese Verhältnisse werden verwickelt durch den Umstand, dass die losen Gebilde insb. wo sie in grosser Mächtigkeit abgelagert sind, selbständige Massenbewegungen ausführen und aus diesem Grunde nicht als fixe Höhenmarken verwertet werden können. Diess gilt insb. für die Deltas, deren Wandlungen ich im Folgenden karakterisire:

Bei constantem Nivo können die Flüsse ihr Bett im Unterlauf nicht tief auskolken; sie wandern (falls die Kultur diess nicht beschränkt) mäandrisch durch das Alluvialgebiet, sie wechseln ihren Lauf und erhöhen das Alluvium fortwährend. Zugleich mit der Erhöhung tritt auch eine Vorschiebung des Landes (Verlandung) ein. Nahe dem Ufer lagern sich die vom Wellenschlag getriebenen Alluvialmassen mit geringem Böschungswinkel, während in tiefer ruhiger See ein steiler (der Maximal-Böschung sich annähernder) Abfallswinkel herrscht.

Die bez. Alluvien sitzen mit der Zeit zusammen, wozu nicht wenig die Verwesung der organischen Reste (Torfmoore etc.) beiträgt; überdiess treten Massenbewegungen ein, weil die losen Massen gemeiniglich auf einer geneigten Unterlage ruhen und durch Alluvion erhöht, ferner durch Dislocationen des Untergrundes erschüttert sowie durch Wechsel des Wasserstandes influenzirt werden. Einzelne Partien können sich nicht mehr halten, es tritt ein rollendes Gleiten und eine locale Senkung ein, welche von Erderschütterung begleitet ist.[1]) In Folge dieser häufig sich wiederholenden Vorgänge sinken die (durch reichen Facies-Wechsel ausgezeichneten) Massen in ein tieferes Nivo, während der Fluss die Senkung durch neuerliche Alluvion ausgleicht.

Dieselbe Betrachtung gilt für eine geringe negative Bewegung des Bodens. Sobald die Senkung aber so rasch vor

[1]) Reyer: Bewegung in losen Massen. Jb. geol. Reichs. 1881 und Kap. „Massenbewegung". Die Senkungen sind oft begleitet von Auftreibungen im angrenzenden Gebiet.

Digitized by Google

sich geht, dass die Alluvion nicht Schritt halten kann, muss das Ufer weichen und das Meer dringt vor.

Herrscht umgekehrt Emersion, d. i. positive Bewegung des Landes oder Rückzug des Meeres, so kolkt der Fluss sein Bett tiefer aus und die Bodenerhöhung durch Alluvion hört schliesslich auf; sämmtliche suspendirte Stoffe werden in die See vorgeschoben und das Delta wächst entsprechend stark.

Zusammensitzungen und Massenbewegungen greifen auch in diesem Falle ein und bewirken ein sinkendes Vorrücken, welches unter Umständen strichweise die allgemeine Hebung überbieten kann. Das Delta hat also sowohl bei herrschender Hebung als auch bei mässiger Submersion (so lange die Alluvion das Übergewicht behält) die Tendenz, seine Trockenfläche zu vergrössern.[1])

Im Falle der Emersion wächst das Delta durch Vorlagerung, im Falle der Submersion vorwiegend durch Auflagerung. In jedem Falle treten z. T. compensirende Bewegungen ein: im Falle der Emersion wirken Erosion und Zusammensitzen als negative Factoren der Emersion entgegen, im Falle der Submersion wird diese negative Bewegung durch geringfügiges Zusammensitzen des Alluviums unterstützt, während die Auflagerung junger Alluvialmassen als positiver Factor entgegenwirkt.

Die Nivo-Verhältnisse der alluvialen Massen sind an sich labil und erleiden Änderungen, auch wenn der Untergrund und das Meeres-Nivo unverändert bleiben. Kommt dazu überdiess eine (meist unregelmässige) Dislocation des Untergrundes oder ändert sich das Meeres-Nivo, so wird das Problem bei dem jetzigen Stande unserer Kenntnisse und

[1]) Behrendt (Geol. des Kurischen Haffs) ist der Meinung, dass das Delta in Senkungs-Gebieten anwächst, was natürlich für den submarinen Teil desselben unter allen Umständen zutrifft. Credner („Delta" in Petermanns Ergänz. Vol. 12, p. 30, 53, 60) hebt dagegen hervor, dass Deltas oft in Hebungs-Gebieten liegen und meint, dass die Verlandung durch beträchtliche Senkung gemeiniglich vereitelt wird. Eine mässige Senkung kann aber durch die Alluvion überboten werden. Die Trockenflächen mancher Deltas (Po, Ganges etc.) wachsen an, trotzdem die bez. Gebiete sich mässig senken. Hahn cit. p. 11, 25.

Digitized by Google

Methoden unlösbar. Diess gilt z. B. für das Podelta, welches sicher zusammensitzt und Massenbewegungen complicirter Art ausführt und überdiess, wie Suess zeigt, auf einem Senkungsfeld aufruht.[1]) Trotzdem der Untergrund des Deltas aber sinkt und trotzdem das Zusammensitzen des Alluviums im selben Sinne wirkt, hat sich das Delta in historischer Zeit namhaft vorgeschoben,[2]) was beweist, dass die Alluvion auch ziemlich beträchtliche Senkungen überbieten kann. Bei namhafter Senkung und geringer Alluvion wird allerdings der Fall eintreten, dass das Meer schliesslich das Alluvium ganz bedeckt, den Fuss des Gebirges bespült und endlich in die Täler eindringt. Das ist aber nur ein extremer Fall und selbst dieser ist nicht geeignet, eine bestimmte Behauptung bez. der Submersions-Zeit aufzustellen: eine Fjord-Landschaft beweist nur, dass in einer vergangenen Zeit eine Submersion eintrat; seitdem kann bereits wieder eine Emersion im Zuge sein, ohne sogleich eine auffällige Verlandung zu bewirken.[3])

Ebenso wenig Wert dürften die formellen Schlüsse bez. der Ausbreitung oder Einschränkung aller anderen ins Meer vorgeschobenen losen Landgebilde haben. Derartige Änderungen können allerdings durch Emersion, bez. Submersion bedingt sein, sie können aber auch durch marine oder fluviatile Alluvion oder durch Erosion bedingt sein.[4])

Wertvoller sind die Inland-Terrassen, welche, falls sie recent marin sind, eine Emersion beweisen und falls

[1]) Suess führt das Vorkommen von Torfmooren und Landschnecken in namhafter Tiefe auf die Senkung des Untergrundes zurück, während ich dem Zusammensitzen und den Massenbewegungen des Alluviums eine grössere Bedeutung beilege.

[2]) Reyer: Änderung der ital. Alluvien. Z. Gesell. Erdkunde, Vol. 17.

[3]) Hahn behauptet (p. 24), dass flache glatte Küsten auf Hebung, Steilküsten ohne Vorgebirge und Inseln auf Senkung hindeuten. Ich halte diese Beweise für zweifelhaft; man wird, auf sie gestützt, bald richtig, bald falsch raten.

[4]) Inseln und Strandbarren, welche kleiner oder grösser werden; Halbinseln, welche einst Inseln waren etc. Derartige Verhältnisse geben an sich keinerlei Aufschluss über stattgehabte Nivo-Änderungen. Die aus den Namen erschlossene Verlandung vieler Inseln von Japan (E. Naumann: Japan. Inseln, 1885, p. 90) mag z. T. auf Alluvion, z. T. auf Emersion beruhen.

Digitized by Google

sie fluviatil sind, eine solche wenigstens wahrscheinlich machen.[1])

Gleich den marinen Inland-Terrassen sind auch die marinen Strand-Terrassen und Stufen Beweise einer zu irgend einer Zeit erfolgten Emersion, wobei man allerdings nicht aus dem Auge lassen darf, dass die Emersion möglicher Weise schon längst aufgehört hat und vielleicht einer gegenteiligen Bewegung gewichen ist. Eine generelle Submersion ist nur in wenigen Fällen nachweisbar, da die Submersion von Alluvien (mit Wäldern, Gebäuden etc.), welche besonders auffällig ist, meist nur auf einer localen Massenbewegung des Alluviums, nicht aber auf einer tiefliegenden generellen Bewegung beruhen dürfte. Dagegen ist im Gebiete der Korallenriffe der Nachweis einer anhaltenden Senkung leicht und bei Vulkanen ist es gleichfalls sicher, dass der Untergrund sich senkt, während die Oberfläche des bez. Gebietes meist eine positive Bewegung aufweisen dürfte.

Aber auch in diesen Fällen muss man fragen, ob die bez. Bewegung derzeit noch anhält oder ob in jüngster Zeit vielleicht Stillstand oder gegenteilige Bewegung eingetreten ist.

Nivo-Änderungen im Inland sind begreiflicher Weise schwierig nachzuweisen; wiederholt wurde notirt, dass ein Berg oder ein Gebäude etc. von einem bestimmten Standpunkte aus visirt, im Laufe der Zeit seinen Standpunkt änderte, auftauchte oder untertauchte; die geodätischen Fixpunkte erweisen sich als variabel etc.;[2]) es ist aber wohl klar, dass man hieraus nicht schlechtweg eine Hebung, bez. Senkung erschliessen darf. Es kann sich in solchen Fällen ebensowohl um Aufschüttung oder Abtragung handeln. Aber selbst wenn die essentielle Nivo-Änderung (der Erdkruste) erwiesen ist,

[1]) Tieferlegung der Täler kann einfach Folge der Erosion sein, meist wird aber eine namhafte Austiefung durch Emersion bedingt sein.

[2]) Hoff: Veränderungen, Vol. 3, p. 12. Änderung der Fixpunkte: Zeune: Berghaus Ann., 1836, p. 22. Scott: A. J., 1864, Vol. 38, p. 243. Uzielli: Oscill. terrestr. bul. soc. geogr., 1883, p. 141. Issel: Oscill. lente, 1883. Günther: Geofysik, I., p. 219. Reyer: Toskana, 1884, p. 44 (Volterra).

Digitized by Google

bleibt es in den meisten Fällen fraglich, welcher Flügel sich gehoben, bez. gesenkt hat, der absolute Betrag der Änderung aber bleibt wohl regelmässig unbekannt.

Erst die Präcisions-Nivellirungen unserer Zeit geben verlässliche Anhaltspunkte. Insbesondere aber sind die Präcisions-Wege (Bahnen und Tunnels) von entscheidender Bedeutung; eine wellige Auftreibung oder Depression im Bereiche einer Bahn fällt auf, sobald sie einen namhaften Betrag erreicht, vor allem aber werden Verwerfungen der Beachtung nicht entgehen.

Trotz dieser Anhaltspunkte ist es für Tektonik und Bebenforschung unerlässlich, Punkte im Anstehenden zu beiden Seiten der bekannten Verwerfungen zu fixiren und von Zeit zu Zeit zu vergleichen. Die Lösung dieser Fragen ist für die betreffenden Gebiete praktisch wichtig und es liegt im Interesse des Staates, die einschlägigen Untersuchungen zu unterstützen.

Ergebniss. 1. Recente, mit dem Fels fest verbundene Terrassen und Strandstufen beweisen Emersion in recenter Zeit; ob diese in jüngster (historischer) Zeit anhält, muss aber erst durch die Emersion anthropogener Gebilde erwiesen werden.

2. Alluviale Inland-Terrassen liefern einen ergänzenden Beweis.

3. Die Senkung alluvialer Gebilde ist oft eine locale, durch Zusammensitzen und Massenbewegung bedingte Erscheinung und gibt desshalb keinen Aufschluss über das Verhältniss des bez. Landstriches im Ganzen (bez. des Grundgebirges).

4. Korallenriffe beweisen recente Senkung; ob diese auch in jüngster Zeit anhält, muss durch historische Beweise erhärtet werden.

5. Emersion wird leichter und öfter nachgewiesen als Submersion und waltet demgemäss anscheinend vor.

Die derz. vorliegenden Daten sind offenbar nur nach kritischer Prüfung an Ort und Stelle verwertbar. Ein klarer Aufschluss über die Vorgänge unserer Zeit wird in vielen Fällen erst möglich werden durch Anlage und Beobachtung

Digitized by Google

von Strandmarken. Diese sind im festen Gebirg anzubringen und geben dann Aufschluss über die generelle oder schollenweise Emersion, bez. Submersion des betreffenden Landstriches. Abstrahirt man von den auf einzelne Gebirgszüge beschränkten Bewegungen der festen Erdkruste, so kann sich eine generelle, durch Änderung des Meeresspiegels bedingte Emersion, bez. Submersion erweisen lassen, doch wird man hier auf historische Beweise verzichten und sich auf den Nachweis von Änderungen innerhalb der jüngsten geologischen Zeit beschränken müssen. Rein locale (kulturell allerdings oft namhafte) Bedeutung hat die Beobachtung der Alluvien, welche Eigenbewegung besitzen.

Unter allen Ursachen der Hebung dürfte das Aufschwellen mächtiger Intrusivmassen (sammt den sie überlagernden Sedimenten) die bedeutendsten absoluten positiven Nivo-Differenzen (Emersion) erzielen; unbedeutender dürfte die Hebung einzelner Schollen oder Gebirgsstriche in Folge anderer Ursachen sein. Während die vertikalen Beträge der Hebung einzelner Schollen oder Gebirgsstriche nicht so namhaft ist, wird die Massenbewegung im Ganzen (der grossen horizontalen Ausdehnung gemäss) in letzterem Falle oft grösser sein, als im Falle der Intrusions-Hebung.

Quantitativ dürften die Hebungen durch die Senkungen übertroffen werden.

Noch bedeutendere Flächen werden durch die Verschiebung der Hydrosfäre trocken gelegt oder überflutet; dagegen dürfte der vertikale Betrag dieser Nivo-Wandlungen unbedeutend sein im Verhältniss zu den Bewegungen der Erdkruste.

Methode der Untersuchung. — 1. Zuerst wird man den mittleren Seespiegel mit Strandmarken im anstehenden Fels vergleichen, um die Verschiebungen in der festen Erdkruste zu eruiren.

2. Dann folgt die Untersuchung des Alluviums, welches in Beziehung auf selbständige Massenbewegung zu prüfen ist.

3. Ist festzustellen, ob Veränderungen in historischer Zeit sich vollzogen haben oder ob sie älter sind.

Digitized by Google

4. Ob die nachgewiesenen Bewegungen noch anhalten.

5. Ob die Nivo-Änderungen essentiell sind, d. i. ob die verglichenen Punkte der Erdoberfläche in der älteren und neueren Zeit ident sind, oder ob nicht Alteration der Oberfläche eingetreten ist in Folge von *a)* Alluvion, vulkanischer Aufschüttung oder künstlicher Auftragung einerseits oder *b)* in Folge von Erosion und künstlicher Abtragung.

6. Erst wenn eine grosse Reihe derartiger Untersuchungen vorliegt, kann man weiter gehen und die Änderung des Meeresnivos constatiren.

Ansichten über die Ursachen der Nivo-Änderungen.[1]

Ich bespreche die bez. Ansichten gemäss der Einteilung, welche ich vorschlug (p. 805).

A. Superficielle Änderungen.

1. Dass durch Alluvion und vulkanische Aufschüttung Meeresboden in festes Land verwandelt wird, dass das Meer local zurückweicht und anderseits vordringt, war schon den Alten bekannt.[2]) Sie schliessen aus den am festen Land gefundenen Fossilien, dass das Land einst vom Meer bedeckt war.

2. Anderseits tritt uns bei Avicenna u. a. die Ansicht entgegen, die Gebirge seien die erodirten Reste der ursprünglich uneben geformten Erdkruste.

3. Superficielle Massenbewegungen. In Folge ursprünglich unebener Ablagerung, späterer Dislocation des Untergrundes, Anderung des Wasserstandes etc. entstehen Gleichgewichts-Störungen und Massenbewegungen in den Sedimenten. Erscheinungen dieser Art vollziehen sich *a)* in Alluvial-Massen;

[1]) S. Suess: Alpen, 1875, p. 3 f. Toula: Verein nat. Kennt., 1877. Günther: Geofysik, 1885, p. 450.

[2]) Über Anschwemmung des Nildelta und vulkanische Aufschüttung Zeno, Heraklit, Strato, Eratosthenes, Pythagoras, Herodot, Xenofon, Aristoteles, Strabo. Auch die arabischen Geografen bringen einschlägige Daten.

Digitized by Google

b) in mächtigen Schicht-Systemen, welche in Folge dessen zu einem Falt-System gestaut werden (Faltengebirge).

B. Krusten-Änderungen.

4. Einstürze. — Descartes (1641), welcher die Erde als erstarrten Glutball betrachtet, meint, in Folge der Abkühlung seien Risse, Hohlräume und Einstürze entstanden.[1])

Die Einstürze sollen das heutige Relief bestimmt haben. Das Meer sei z. T. in die Höhlen gestürzt und habe die Täler ausgerissen etc.

5. Eruptionen vollziehen sich in Senkungsfeldern; sie sind begleitet von Senkung des Untergrundes, zugleich

Fig. 690.

Fig. 691.

aber auch von einer local überwiegenden Hebung der Oberfläche in Folge der Aufschüttung. Diess gilt sowohl für vulkanische Aufschüttungen als auch für intrusive Massenergüsse, welche, von Sedimenten bedeckt, dieselben stärker heben als der Untergrund der Eruptivmassen sinkt. Fig. 690 veranschaulicht das Absinken der Erdkruste unter den sich anhäufenden vulkanischen Massen. Natürlich

[1]) Descartes Anschauung gewann rasch Verbreitung. Steno (de solido 1669) führt aus, dass die vulkanischen Ausbrüche Dislocationen und Gebirgsbildung verursachen; in Folge der Ausbrüche entstehen unterirdische Hohlräume, in welche das Wasser z. T. versinkt. Leibniz (Acta erud., 1693, und Protogäa, 1749), Whiston (1708), Bouguet (1729), Pluche (Spect. nat., 1732), Buffon, Deluc, Saussure u. a. sind unter den Nachfolgern hervorzuheben. Descartes und Leibniz dürften an die Höhlungen, welche in erstarrenden Metallen entstehen, gedacht haben; andere denken an Auswaschungs-Höhlen.

Digitized by Google

wird in diesem wie in allen analogen Fällen die deprimirte Erdkruste durchwärmt und (trotz anhaltender Starrheit) in eruptionsfähiges Magma verwandelt. Fig. 691 veranschaulicht diesen Vorgang.

Die Beobachtung, dass Berge durch vulkanische Aufschüttung entstehen, wurde im Laufe der Zeit fantastisch verzerrt. Majola (1597) nimmt an, dass die Eruptionen und Beben sprengend und hebend wirken.

Stenos Hebungs-Epochen sind durch vulkanische Kräfte bedingt (1669). Das Auftauchen der vulkanischen Insel bei Santorin (1707) machte die Hebungs-Hypothese populär (Moro 1740 u. a.). Durch Buch erreichte sie ihre höchste Entfaltung. Der Autor glaubt an die auftreibende Gewalt der Lava; er sieht einen Basaltgang, welcher die Schichten (nach des Beobachters Ansicht) „durchbricht“ und meint: Da die Lavamasse so klein, die Anstrengung aber so gross ist, sei eben die Hauptkraft nicht zur Lava-Förderung, sondern zur Auftreibung des Berges verwendet worden. Buch bezeichnet diess als ein der Anstrengung würdiges Resultat. [1])

Humboldts Ansichten über die Vulkane („Sicherheitsventile“) und deren hebende Kraft wurde a. O. besprochen

Breislak (Geol.) behauptet dagegen, durch die Dampfspannung der vulkanischen Massen können allerdings kleine Massen, sicher aber nicht Berge oder Bergketten gehoben werden. Prevost (Voy. 1831) und Virlet (bul. geol. 1833. p. 288) gehen weiter, indem sie die Vulkane überhaupt nur als secundäre Fänomene und die Eruptionen nicht als Ursache, sondern als Folge von Verwerfungen betrachten. Suess eingehende Untersuchungen über die Beziehungen der Vulkane zu den Gebirgen haben die passive Rolle der Vulkane ausser Zweifel gesetzt (Alpen 1875).

Die wichtige Intrusions-Hypothese tauchte im Anschlusse an die eben erwähnte vulkanische Hypothese zu Ende des vorigen Jahrhundertes auf. [2]) Silberschlag wird durch die Beobachtung, dass die Granitmassifs die Centralzone der Ge-

[1]) Buch: Beob. Vol. 1, p. 126; über Hebung der Gebirge durch Porfyr: Pog. Ann., 1827.

[2]) Silberschlag: Geogenie, 1780, Vol. I. und Tab. 6, Fig. 10.

Digitized by Google

birge beherrschen, zu der Idee geführt, die Granitmassifs drängen hebend aus der Tiefe empor. In gleicher Weise behauptet Hutton, die durch die Hitze erweichten Gesteine stiegen intrusiv auf und trieben die überlagernden Schichten auseinander. Diese Lehre gewann rasch grosse Verbreitung, nur irren die meisten Autoren, indem sie die vulkanische Aufschüttung mit der intrusiven Hebung vielfach confundiren.[1])

Die verschiedenen Vorstellungen über die Hebung durch vulkanische Gase, durch flüssige oder plastische, endlich durch feste, keilartig emporgestossene Intrusivmassen habe ich a. O. erwähnt.

Meiner Anschauung nach schwellen die Massenergüsse in Folge intrusiver Nachschübe an, wodurch die überlagernden

Fig. 692.

Fig. 692.

Sedimente in immer höhere Horizonte gehoben werden. Die Tatsache, dass das Terziär in manchen jungen Gebirgen 3000 bis 5000 *m* über dem Meer ansteht,[2]) dürfte in den meisten Fällen durch intrusive Hebung zu erklären sein.

Der submarin anwachsende Eruptivfladen (Fig. 692) sei 1000 *m* mächtig. Er wächst in der Art, wie Fig. 693 veran-

[1]) Hutton: Trans. Roy. Soc. Edinb., 1788, p. 265, 294 und Theory. Übereinstimmend äussern sich Playfair: Explic., 1815. Lyell: Princ. I. ed. Fichtel, Buch, Humboldt, Beaumont etc. Die Beobachtung, dass der Granit die centrale Zone der Gebirge beherrscht, findet sich bei Dolomieu: J. Mines. Vol. 7, p. 421. Saussure: Voy. Vol. 2, § 916. Fichtel: Min. Karp., 1791, p. 187, 194, 420. Buch: Akad. Berlin, 1814.

[2]) In den Alpen stehen altterziäre Schichten 3000 *m*, im Himalaja 5000 *m* über dem Meere an. Juraschichten kommen nach Strachey in letzterem Gebirge 6000 *m* hoch vor.

Digitized by Google

schaulicht, an und die Hangend-Sedimente erscheinen nun trotz anhaltenden Sinkens der Unterlage beträchtlich gehoben.

6. Die Contractions-Hypothese findet sich bereits bei Descartes angedeutet. Der Autor führt aus, dass die Erdkruste sich stärker abkühlt als der Kern; sie muss demgemäss auch stärker schwinden und es müssen sich Risse bilden wie in einem trocknenden Lehmball. Leibniz meint, der blasig erstarrende Erdkörper habe sich je nach der Verschiedenheit der Massen und der Wärme verschieden gesenkt und sei in Trümmer zerfallen, die sich gegen die Tiefen neigten, während einzelne Schollen in hohem Nivo stehen geblieben seien (Protogäa § 4).

Auch Breislak führt den Gegensatz zwischen Depressionen und Gebirgen auf die ungleiche Contraction der Erde zurück; Cordier, Beche, Beaumont, Prevost, Angelot u. a. Autoren schliessen sich dieser Anschauung an.

Beaumont meint im Gegensatze zu Descartes, die Kruste contrahire sich weniger als der Kern und schrumpfe desshalb faltig wie die Schale eines Apfels. Viele spätere Autoren haben diese Erklärung der Faltung adoptirt. [1])

Leconte unterscheidet eine vertikale und eine horizontale Componente der Contraction; durch erstere wird nach seiner Ansicht die oceanische Depression erzeugt und diese bedingt eine faltige Auftreibung der angrenzenden hohen Gebiete (Gebirgsbildung) und Shaler betont, dass, je nachdem die Erde als Ganzes oder nur die Erdkruste eine Contraction erleide, die Faltung einen verschieden tiefen Sitz haben müsse. [2])

Suess leitet die Nivo-Differenzen gleichfalls von einer ungleichen Contraction ab. Die Verteilung der ältesten er-

[1]) Breislack: Geol., 1819, I., p. 291. Cordier: Essay Temper. Acad. Paris, 1827. Mem. Mus. hist. nat., 1827, p. 161. Beche: theor. Geol. Beaumont: Revol. surface, 1829, Pog. Vol. 25, p. 1. Carnall: Karst. Arch., 1835. Prevost: bul. geol., 1840, p. 183. Angelot: bul. geol., 1840, 1842. Leblanc: bul. geol., 1841. Mather: A. J, 1845, Vol. 49, p. 287. Dana: A. J., 1847, Vol. 3, p. 94, 176. Marshall: Brit. Assoc. Rep., 1861, p. 117. Leconte, Dana: A. J., 1872, 1873. Magnan: Pyren. Mem. geol., 1874, p. 98.

[2]) Shaler: Form. mount. chains. Geol. mag., 1868, p. 511.

Digitized by Google

starrten Massen bedingt die Faltung der Gebilde, welche sich später verfestigen. Die radiale Contraction hat Senkung, die tangentiale Zusammenziehung dagegen Druck und Faltung zur Folge. [1])

Diese Anschauungen haben eine Berechtigung, wenn man annimmt, dass das Erdinnere flüssig ist und sich beim Übergang in den festen Zustand stärker contrahirt als die sich abkühlende Kruste. Ich vertrete dagegen die Ansicht, dass die Erde bereits starr ist und behaupte, dass unter dieser Voraussetzung eine Runzelung der äusseren Teile nicht eintreten kann (s. „Erstarren"). Die Masse eines erstarrenden Weltkörpers besteht in einem gewissen Stadium aus einem breiigen Kern und einer dünnen Erstarrungs-Kruste. Der breiige Kern zieht sich beim Übergang in den starren Zustand bedeutend zusammen, während die Kruste schon starr ist und sich dem geringen Temperatur-Verlust gemäss nur wenig contrahirt. Unter dieser Voraussetzung tritt also wirklich eine Runzelung der Schale ein.

Ist aber der ganze Ball bereits erstarrt, so treten die Verminderungen des Volums in Folge der Aggregatänderung nicht ein; Kern und Schale kühlen sich nun einfach weiter ab, letztere stärker als erstere. Unter solchen Umständen tritt nicht Runzelung, sondern Spaltbildung ein. Diess gilt meines Erachtens für die Erde, von welcher ich ausführte, dass sie zwar eruptionsfähig, tatsächlich aber durchaus starr sein dürfte.

Heim (Mech. Geb. 1879, II, 243) hebt hervor, dass insb. der Temperatur-Verlust in Folge der Eruptionen Schrumpfung (und laterale Pressung in der Kruste) bewirken müsse.

Gegen die Lehre von der Contractions-Faltung in ein oder der anderen Fassung spricht der Umstand, dass in der Natur neben den Faltungszonen, d. i. neben den „Pressungs-Gebieten" Eruptionszonen hinziehen. Es ist nicht erklärlich, wie diese Spalten sich klaffend erhalten können, während die

[1]) Suess: Alpen, 1875, p. 61, 154, 157. Erde, 1884, Vol. 1, p. 143. S. Toula: Verein Nat. Kennt. 1880: Ursachen von Hebung und Senkung.

Digitized by Google

benachbarten Partien der Erdkruste angeblich einer so intensiven Pressung unterworfen sind.

Wäre die Faltung Folge der Contraction, so müsste eine gleichmässige Runzelung platzgreifen, was nicht der Fall ist.[1])

Überdiess sind die Schollen der Erdkruste in weiten Gebieten der Gebirgsbildung in Folge von Verwerfungen auseinander gezerrt und durchaus nicht zusammengepresst.[2])

Endlich heben F. Hutton und Dutton treffend hervor, dass unsere bedeutendsten Gebirge den jüngsten Zeiträumen angehören, die Erde sich aber in so kurzer Zeit nicht so gewaltig contrahirt haben könne.[3]) Die astronomischen Beziehungen der Erde lassen im Gegensatz zu der besagten Hypothese keinen Zweifel darüber, dass die Grösse der Erde (sowie deren Bewegung) durch lange Zeiträume ziemlich constant bleibt.

Diess sind die Gründe, welche mich veranlassen, die Contractions-Faltungs-Hypothese, obwohl sie von namhaften Autoritäten unserer Tage vertreten wird, zu verlassen.

7. Ungleiche Contraction; Flexur und Ruptur. Während diese Seite der bez. Lehre unhaltbar sein dürfte, besteht die Tatsache zu Recht, dass in Folge ungleicher Zusammenziehung Nivo-Differenzen bedingt werden, wie schon Breislak lehrte (s. oben). Babbage gewinnt dieser Frage einen neuen Gesichtspunkt ab, indem er betont, dass die verschiedenen Felsarten und das Wasser die Wärme verschieden leiten, wodurch local verschiedene Senkung bez. Hebung bedingt werde. Wechselt die Beschaffenheit der Oberfläche, so wird die Abkühlung verzögert oder beschleunigt. Im ersteren Falle erfolgt eine neuerliche Durchwärmung und Ausdehnung, während im zweiten Falle die Contraction rascher

[1]) F. Hutton: Nature, 1873, Vol. 9, p. 62. Fisher: Nature, 1879, Vol. 19, p. 340.

[2]) Russell: Geol. Oregon 4, Ann. Rep. U. St. Geol. Survey, 1883, p. 452.

[3]) F. Hutton: Nature, 1873, Vol. 9, p. 62. Dutton: A. J., 1874. Vol. 8, p. 113. A. J. 1876, Vol. 12, p. 143. 6. Ann. Rep. U. St. Survey, 1885, p. 197. Fisher: Phys. earth., 1881, p. 62, 79. Taylor: A. J., 1885, Vol. 30, p. 249.

Digitized by Google

vor sich geht. Im einen Fall tritt Hebung, im letzteren Senkung ein. [1])

Wepfer, Pilar, Reade treten in neuerer Zeit für diese Lehre ein und führen aus, dass die stärker erwärmten Partien sich dem entsprechend ausdehnen und aufsteigen und umgekehrt. [2])

Die Schichten der Fig. 694 schwinden in Folge von Substanzverlust oder Abkühlung und es erfolgt schliesslich Flexur oder Ruptur, wie Fig. 695, 696 veranschaulichen.

Verschiedene Dichte kann gleichfalls Ursache von Umformungen der Erdkruste sein. Pratt und Airy folgern aus den Pendel-Beobachtungen, dass die Gebirge aus weniger

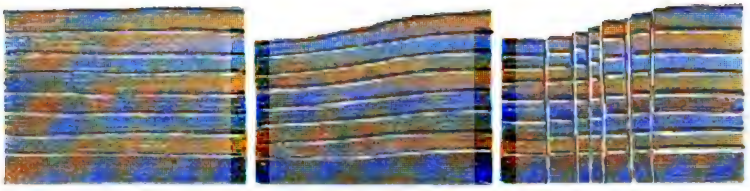


Fig. 694. Fig. 695. Fig. 696.

dichtem Material bestehen, als die tief gelegenen Teile der Erdkruste. [3])

Mag man annehmen, dass die Erdkruste auf einem flüssigen Magma oder auf einem starren Magma ruhe, in jedem Fall besteht das Streben, zwischen den leichten und schweren Schollen das Gleichgewicht herzustellen. Die leichten Partien tauchen auf, während die schweren sinken. In Fig. 697 steht die durch dunklen Ton ausgezeichnete Scholle in tieferem Horizonte, als die hell schraffirte, weniger dichte Scholle. Die Emersion wird in letzterem Falle um so bedeutender, je mächtiger die bez. Partie ist (Fig. 698).

[1]) Babbage: Proc. geol. soc. 1834. Phil. Mag. 1835 (Serapis-Tempel). Herschel: Proc. geol. soc. 1837. Schmick: Schwankungen. 1872, p. 7. Petrino: Entstehung der Gebirge über Hebungs- und Senkungs-Felder.

[2]) Wepfer: Jahresheft Verein Nat. Württemberg. 1876, p 171. Petrino: Gebirgsbildung, 1879, p. 22. Pilar: Abyssodynamik. 1881, p. 76, 107. Reade: Origin. of mount. 1886.

[3]) Phil. Trans. L. 1855, p. 53. Faye: Variat. fig. de la terre. C. R. 1880, Vol. 90, p. 1185.

Digitized by Google

8. Ungleiche Belastung. — Gleich Babbage betont auch Herschel, dass in Folge von Ablagerungen die Isothermen aufwärts rücken und die Massen durchwärmt werden; doch leitet er hieraus nicht eine Hebung, sondern Senkung ab; er meint, die erweichten Gesteine müssten sich in Folge der stärkeren sedimentären Belastung senken.[1])

Hall dehnt diese Betrachtung aus und behauptet, dass nicht bloss Belastung durch Sedimente Senkung der Erdkruste zur Folge habe (woraus sich die enorme Dicke gewisser Sediment-Complexe erkläre); auch die Entlastung in Folge von Erosion störe das Gleichgewicht und habe Umformung der Erdkruste zur Folge.[2])

Ricketts, Gardner, Fisher u. a.[3]) vertreten dieselbe An-

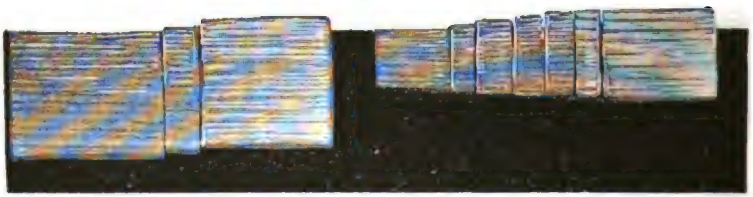


Fig. 697. Fig. 698.

schauung und Dutton führt als Stütze dieser Theorie an, dass die Faltung insb. dort auftritt, wo die Sedimente am mächtigsten sind: Die 10 *km* mächtigen Sedimente der Apallachien sind gefaltet, das californische Küstengebirge weist 1500 *m* mächtige, gefaltete miozäne Sedimente auf (Whitney, Brewer, King). Östlich vom Salzsee ist die Kreide sehr stark entwickelt und die terziären Süsswasser-Sedimente sind 3000 *m* mächtig. Dutton meint, die Senkung sei in diesen und anderen

---

[1]) Herschel: Proc. geol. soc. 1836. Vol. 2, p. 548. Herschel Phys. Geogr. 1859. § 132.

[2]) J. Hall: Paläont. N. Y. 1859—1863. III. Introd.

[3]) Ricketts verschiedene Abhandlungen seit 1865. Geol. Mag. 1872, p. 119. 1883, p. 303, 353. Vose: Origin. of mountains, 1866 und Dana: A. J. 1866. Vol. 42, p. 205, geben einen guten Überblick der verschiedenen Theorien. Hermite: C. R. 1877, Vol. 84, p. 459, 510. Gardner: Geol. Mag. 1881, p. 241. Fisher: Phys. Earth. 1881.

Digitized by Google

Fällen eben durch die Anhäufung der Sedimente bewirkt worden.[1]) Reade vertritt denselben Standpunkt.[2])

Die bez. Vorstellung wird durch Fig. 699, 700 veranschaulicht. Die jungen Sedimente drücken die Unterlage ein und falten sich hierbei gleitend, zugleich wird das Nachbargebiet aufgetrieben.

Auch die Anhäufung grosser Eismassen bewirkt nach Ricketts, Pilar, Shaler Senkung des Untergrundes (Submersion des bez. Gebietes während der Eiszeit) während die Erosion, sowie das Schmelzen der Eismassen Emersion zur Folge hat.[3])

Gegen diese Theorie wurden mehrere Bedenken erhoben. Dana frägt, wenn die Erdkruste dem Druck so leicht nach-

Fig. 699.

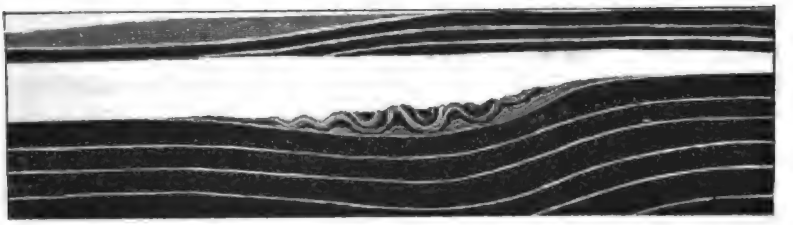


Fig. 700.

gibt, wie kann sie trotzdem Gebirgsketten tragen? Wie kommt es, dass die Apallachien seit Schluss des Paläozoischen sich aufgestaut erhalten, während andere Gebirge sich in jüngster Zeit zu grosser Höhe erhoben. Hall's Hypothese mag die Senkungen erklären, die Erhebungen bleiben unerklärt. Russell betont, dass allerdings in vielen Fällen die Senkung unter anhaltender Sedimentirung vorschreitet, während in anderen Fällen erwiesener Massen das Gegenteil zutrifft: es erhebt sich gerade der stark belastete, von Sedimenten

[1]) Dutton: Penn. Mo. Mai, Juni 1876 und A. J. 1876, Vol. 12, p. 143. Nature, 1879. Vol. 19, p. 251.

[2]) Reade: Mount. ranges, 1886.

[3]) Ricketts: Geol. mag., 1872, p. 119, und 1883, p. 301, 348. Pilar: Jb. geol. Reichs., 1872, und Abyssodynamik, 1881, p. 98. Shaler: Mem. Boston Soc. Nat. Hist., Vol. 2, 1874, vgl. Geogr. Jber., 1884, Vol. 10, p. 12.

Digitized by Google

überlagerte tiefe Flügel und der entlastete hohe Verwerfungs-Flügel senkt sich.[1])

Anderseits hat Darwin bewiesen, dass in der Tat durch Entlastung, bez. Belastung Deformation der Erdkruste bewirkt wird. Ein causaler Zusammenhang dieser Art kann also nicht geläugnet werden, während die beobachteten Tatsachen z. T. widersprechen.

Schon frühe wurde der Zusammenhang zwischen Senkung und Sedimentirung erkannt; man sagte: wo eine namhafte Senkung stattfindet, erfolgt eine reichliche Sedimentirung. Herschel kehrt den Schluss einfach um und behauptet, wo Sedimentirung vor sich geht, stellt sich als Folge dieses Vorganges Senkung ein. Offenbar ist der Satz in dieser Fassung unhaltbar. Die Senkungsgebiete waren in vielen Fällen nachweislich vordem Festland und die Senkung konnte offenbar nicht in Folge von Sedimentirung vor sich gehen. Die Senkung musste durch andere Ursachen eingeleitet werden und erst nach erfolgter Submersion trat in Folge reichlicher Sedimentirung eine stärkere Senkung des bez. Gebietes ein. In analoger Weise kann auch ein tiefliegendes Gebiet nicht namhaft erodirt, also auch nicht in Folge der Erosion in ein Hebungsgebiet umgewandelt werden. Die Hebung muss durch andere Ursachen eingeleitet werden und erst dann wird in Folge der zunehmenden Erosion eine Fortsetzung der Hebung platzgreifen. Senkungen werden nicht durch Erosion und Sedimentirung verursacht, wohl aber können sie, wenn sie einmal im Gang sind, durch die genannten Vorgänge gefördert werden. Bestünde die besprochene Theorie zurecht, so müssten Senkungs-Gebiete in Folge der anhaltenden Sedimentirung sich in infinitum senken und Hebungs-Gebiete müssten in Folge der fortwährenden Erosion sich durch alle Zeiten heben, was nicht zutrifft.

9. Stoffwechsel bewirkt, wie schon Jessen betont, Hebungen, bez. Schrumpfungen und Senkungen. Volger sucht hiedurch die Gebirgsbildung zu erklären; Bischof betont, dass Kieselsäure bei mässiger Temperatur durch Kohlensäure aus-

[1]) Russell: Geol. Oregon, 4. Ann. Rep. U. St. survey, 1883, p. 453.

Digitized by Google

getrieben werde; da das Zersetzungs-Product voluminöser sei, trete in Folge dieses Prozesses Hebung ein; umgekehrt habe die Oxydation des Kohlenstoffes Senkung zur Folge.[1])

In all' den vorgeführten Fällen von Krusten-Deformation (Fälle 5—9) erfolgt entweder Flexur oder Ruptur (s. Fig. 695, 696), in letzterem Falle treten Beben, unter Umständen auch Eruptionen ein. Die einsinkende Scholle wird in eruptionsfähiges Magma verwandelt (Fig. 691).

Die causale Beziehung zwischen Hebung und Senkung wurde schon von Lemnio behauptet. Er führt aus, dass die Anhäufung schlammiger Sedimente Aufstauung in den unter- und anlagernden plastischen Massen bewirkt.

Deluc spricht sich allgemein dahin aus, dass Senkungen äquivalente Hebungen des anliegenden Gebietes bewirken; in gleichem Sinn äussert Seckendorf, dass Senkungsfelder das Aufsteigen von Hebungsfeldern verursachen und Carnall beobachtet solche „Verkippungen" in Bergwerken.[2])

Dana bezeichnet die Gebirge als Stauungszonen, welche durch die oceanischen Senkungsfelder bedingt seien. Sie entstehen nach seiner Ansicht auf der Grenze zwischen Gebieten grösster und geringster Contraction.[3])

Babbage meint hingegen, nicht die Nachbargebiete würden zu einer gegensätzlichen Bewegung gezwungen, sondern die Nivo-Änderung habe in sich selbst die Ursache, welche bewirke, dass die Bewegung nach einiger Zeit umschlage. Er meint, eine sich senkende Mulde, welche von jungen Sedimenten überlagert werde, müsse durch die aufdringende Wärme erweicht werden und nun trete als Folge der Senkung eine (secundäre) Faltung und Hebung des vormaligen Senkungs-Gebietes ein.[4])

---

[1]) Jessen: Norge, 1763: Hebung als Folge des inneren Wachsens der Gesteine. Volger: Erdbeben, Vol. 2, p. 374. Volger: Erde, p. 437, Bischof: Geol. 2, ed. 1866, Vol. 3, p. 610. Dana: A. J., 1885, Vol. 30, p. 375.

[2]) Lemnio: Prod. dei monti, 1779. Seckendorf: Jb. Min., 1832. p. 39. Carnall: Karst. Arch., 1835. Prevost: Bul. geol., 1840, p. 183.

[3]) Dana: Explor. exped., 1842, p. 430; A. J., 1846, 1847, Vol. 4 u. 5, 1873, p. 25. S. ferner: Hall: Paläont., Vol. 3, Einleitung. Vose: Origin. of mount., 1866, p. 134. Hörnes: Jb. geol. Reichs., 1878, p. 436.

[4]) Babbage: cit. Mac Gee: A. J., 1881, Vol. 21, p. 276.

Digitized by Google

Ludwig nimmt im Anschluss an Babbage als Folge der Senkung eine Durchwärmung und Erweichung der Gesteine an. Er meint, unter den geänderten Verhältnissen könne eine Stoffaufnahme und mithin eine neuerliche Hebung platzgreifen.[1])

Dana und Leconte betonen, dass die tieferen Zonen, welche neben älteren Gebirgen verlaufen, in junger Zeit oft Hebungen erleiden. Die Senkungsfelder werden in Folge der sedimentären Überlagerung durchwärmt und erweicht, sie können dem Seitendruck nicht mehr widerstehen und die oceanische Tiefe wird aufgetrieben; es entstehen Anwachsstreifen.

Der Steilabfall der Küstengebirge, welcher zum oceanischen Senkungsfeld führt, ist jedenfalls die Zone entscheidender Bewegungen; hier setzen die gewaltigen Brüche nieder, deren Activität durch Beben bezeugt wird.[2])

Durch lange Zeiträume senken sich die marinen Schollen, während die Küstenschollen aufgetrieben werden; das Senkungsfeld wird während dieser Epoche von eruptiven und sedimentären Massen erfüllt, Vulkanketten tauchen aus dem Senkungsfeld auf etc. Dieser Vorgang hält aber offenbar nicht ins Unbegrenzte an; es folgt in vielen Fällen eine Reaction, die marinen Schollen steigen wieder auf und ein Streifen des marinen Gebietes wird verlandet.[3]) Dass die benachbarten Küstengebiete ihre Bewegungsrichtung zu gleicher Zeit umkehren, ist in einigen Fällen wahrscheinlich.

---

[1]) Ludwig: Das Wachsen der Gesteine, 1853, p. 83; namhafte Hebungen dürften in Folge von Stoffaufnahme allerdings nicht statthaben.

[2]) Die Beben von Chili, Japan etc. haben ihren Ursprung grossenteils im Gebiete des Steilabfalles, sie gehen von Rupturen des marinen Senkungsfeldes aus, welche parallel mit dem Gebirge verlaufen. Darwin: Trans. geol. Soc. (2) Vol. 5. 1840, p. 619. Milne: Earthquakes, 1886, p. 228.

[3]) Man muss sich hüten, den Ausdruck „marines Senkungsfeld" zu missdeuten, indem man schlechtweg alle an gebirgige Küsten grenzenden marinen Felder als Senkungsgebiete auffasst. Viele dieser tiefen Felder sind wahrscheinlich derzeit in auftauchender Bewegung begriffen, wie umgekehrt auch manches Küstengebirge seine Emersions-Epoche abgeschlossen hat und der Submersion verfallen ist.

Digitized by Google

Im Gebiete der Alpen existirten schon im Paläozoischen einzelne Senkungsfelder, welche durch Eruptivmassen erfüllt wurden; in anderen Strichen dieses Gebietes aber treffen wir Festland, während in ausseralpinen Gebieten zur selben Zeit mächtige Senkungen sich vollzogen. Während der Trias sind weite Senkungsfelder in den Alpen activ, während in den benachbarten Gebieten ein monotones, seichtes Meer herrschte (Mojsisovics). Dagegen sind wieder einzelne Zonen des Lias in den Alpen sehr schwach, während sie in ausseralpinen Gebieten eine grosse Mächtigkeit erlangen. [1])

Meyer beobachtet, dass in den Alpen während der Molasse wiederholt Hebungen und Senkungen, Erosion und Sedimentirung in verschiedenen Gebieten alternirten. [2])

Unzweifelhaft haben in Regionen der Gebirgsbildung alternirende Hebungen und Senkungen stattgefunden; einst hohe Gebiete sind heute in ein tiefes Nivo gesunken und vordem tief liegende Schollen und Krustenstreifen ragen hoch auf. Ob zwischen beiden Fänomenen ein causaler Zusammenhang besteht, ist fraglich; die vorliegenden Belege sind an sich ungenügend und nur insofern wertvoll, als sie zu einer umfassenden Prüfung der bez. Verhältnisse auffordern. Für die grossen oceanischen Senkungsfelder und continentalen Hochschollen kann man jedenfalls ein solches Alterniren der Hebung und Senkung nicht behaupten, da es Meere (Pacific) und Continente (Afrika, Australien) giebt, welche gewiss durch grosse Zeiträume stabil geblieben sind (s. kosm. Geol.).

10. In Folge kosmischer Einflüsse wird der gesammte Erdkörper deformirt, insb. aber jede von alten Rupturen durchsetzte Partie afficirt, woraus es sich erklärt, dass nicht nur Abrasion und Transgression, sondern auch die Gebirgsbildung in gewissen Epochen eine universelle (oder doch hämisfärale) Bedeutung gewinnen.

Die Änderung der Rotation wird von Boucheporn als Ursache der Gebirgsbildung aufgestellt. Wenn die Rotation

[1]) Wähner: Heterop. Differenzirung des alpinen Lias. Vhdl. geol. Reichs., 1886, p. 10.

[2]) Vgl. Heim: Mechan. Gebirg., 1878, II., p. 202.

Digitized by Google

sich verlangsamt, sollen am Equator Falten (Gebirge), wenn sie sich beschleunigt, sollen dagegen Spalten entstehen.[1])

Ich lehne diese Hypothese ab, weil die Rotation lange constant bleibt, während die Gebirgsbildung sich in relativ kurzen Epochen abspielt und weil die Gebirge der Erde nicht, wie die Theorie fordert, den Karakter einer dem Equator parallelen Runzelung haben.

Dass die Mond-Anziehung die feste Erde beeinflusse, wurde, wie erwähnt, schon von Unzer behauptet; Hermann bringt diese Vorstellung mit der vorstehenden Frage in Zusammenhang und behauptet, die erstarrende Erde sei durch die Mond-Anziehung modellirt und gefaltet worden.[2])

Diese und andere Ansichten über die Beeinflussung der Lithosfäre (und des Meeres) durch kosmische Agentien werden in der kosmischen Geologie behandelt (vgl. p. 459: Deformation der Erdkruste).

C. Alterationen der Hydrosfäre.

11. Secundäre Änderungen des Meeresspiegels treten in Folge jeder Nivo-Änderung der Erdkruste ein: Ausfüllung des Meeres durch Eruptivmassen und Sedimente, sowie Erhebung einer Scholle aus dem Meer verursachen eine Verdrängung des Meeres, das Meeresnivo steigt; umgekehrt hat Senkung des Meeresbodens einen Rückzug des Meeres zur Folge.[3])

Die Gravitation bewirkt, dass das Meer den bez. Änderungen der Erdkruste in geringem Grade Folge leistet. Auftauchende Schollen ziehen die Hydrosfäre um einen kleinen

[1]) Boucheporn: Hist. terre, 1844, ferner: Peirce: Nature, Vol. 3, p. 315. Petrino: Gebirgsbildung, 1879, p 48, 55. Wettstein: Strömungen, 1880. Pilar: Abysso. 1881, p. 41, 214. Niemann: Erdbeben, 1881, p. 15.

[2]) Hermann: Entst. der Gebirge. 1797, p. 89, s. das Cap.: Beben.

[3]) Schon Strabo bespricht nicht nur die Nivo-Änderungen des Festlandes, sondern denkt auch an Senkungen und Hebungen des Meerbodens Viele bez. Erörterungen trifft man bei den Geologen zu Ende der vorigen Jahrhundertes. Ferner Prevost: Bul. Geol., 1840. Vol. 11, p. 199. Dana: A. J., 1847. Vol. 3, u. a.

Digitized by Google

Betrag mit in die Höhe, während Depressionen des Meeresgrundes eine entsprechende Depression des überlastenden Seespiegels bewirken; die relative Verschiebung zwischen Wasser und Land (Emersion und Submersion) ist immer geringer als die absolute Bewegung der Erdfeste.

12. Die Verteilung der Wassermassen kann endlich in Folge kosmischer Einflüsse sich ändern (s. kosmische Geologie).

Digitized by Google

Digitized by Google

Zeitschriften-Index.

I. Akademien und allgemein naturw. Zeitschriften.

Abh. Akad. Berlin 180, 278, 296, 551, 557, 564, 823.
Abh. Gesell. Wiss. Göttingen 418, 419, 424.
Abh. Akad. Stockholm 624, 796.
Acta Acad. Leopold. 657.
Acta Erud. Leipzig 205, 821.
Abh. natw. Haidinger 295.
A. J. (American Journal of science) 91, 96, 107, 112. 138, 179, 214, 236, 284, 298, 311, 352, 354, 360, 363, 381, 411, 412, 437, 480, 557, 565, 569, 577, 610, 619, 637–639, 641, 672, 677, 678, 799, 817, 824, 826, 828, 829, 831, 834.
Americ. Naturalist 193.
Ann. of Phil. 354.
Ann. sc. nat. 279, 285, 419, 557.
Arch. f. Math. og Natur. 807.
Athenaeum 412.
Atti Accad. Catania 42, 229, 266.
Atti Accad. Napoli 679.
Atti Lincei 633, 679.
Atti soc. ital. sc. nat. 194, 697.
Atti soc. sc. nat. Toscana 336.

Bericht Akad. Berlin 190, 255.
Bericht sächs. Gesell. Wiss. 191.
Bericht Versamml. Naturf. 672.
Bibl. Brit. 274, 284.
Bibl. univ. Geneve 608.
Brit. Assoc. Rep. 317, 319, 327, 328, 345, 354, 404, 412, 427, 437, 468, 557, 577. 609, 627, 634, 638, 644, 671, 672, 691, 797, 809, 824.
Bul. Acad. Belg. 437.
Bul. soc. Moscou 796.
Bul. soc. nat. Neuchâtel 417.

C. R. (Comptes Rend. Acad. Paris) 169, 170, 172, 180, 186, 188, 194, 197, 235, 236, 251, 255, 266, 301, 302, 311, 350, 351, 377, 422, 426, 428, 431, 437, 439, 440, 441, 462, 464, 520, 559, 626, 658, 698, 797, 800, 827, 828.

Denkschr. Akad. Wien 64, 534, 691.
Denkschr. Schweiz. nat. Ges. 474.

Encycl. Brit. 360.

Gäa 675, 687, 694.
Gentlemans Mag. 691.
Gesell. natw. Freunde 346.
Giorn. Ist. Lomb. 204. 461, 678, s. Rc. Lomb.
Götting. gel. Anzeiger 296.

Hist. (Mem.) Acad. Paris 30, 250. 310, 359, 421, 425, 824.

l'Institut 55, 698.
Internat. sc. series 634, 644.

J. Franklin Inst. 448.
J. of sc. 307.

Mag. nat. hist. 387.
Mem. Acad. Cal. 53, 62, 116, 340, 788.

Digitized by Google

Mem. Acad. Dijon 691.
Mem. Acad. Paris, s. Hist.
Mem. Acad. Petersburg 724.
Mem. Inst. Geneve 595.
Mem. Museum nat. hist. Cambridge 534.
Mem. Musée hist. nat. 284, 824.
Mem. Sav. Etrangers 431.
Mem. soc. nat. hist. Boston 829.
Mitteilungen d. Verein. naturwiss. Kennt. Wien 700, 820, 825.
Monatschr., Berliner 192.
Mondes 437.
Münchener gel. Anzeiger 2.

Nature 105, 112, 187, 260, 319, 347, 462, 464, 634, 658, 666, 673, 694, 696, 697, 699, 713, 826, 829, 834.
Nat. Verein Karlsruhe 352, 568.
New Phil. J. 797.
Nyt. Mag. Nat. 533, 546, 557, 797.

Penn. Mo. 829.
Phil. J. Edinb. 311.
Phil. Mag. L. 61, 192, 194, 197, 208, 342, 462, 557, 576, 666, 670, 800, 827.
Phil. Trans. Dublin 627.
Phil. Trans. Edinb. 197, 234, 278, 279, 301, 310, 359, 440, 555, 557, 797, 823.
Phil. Trans. London 75, 194—196, 206—208, 254, 255, 291, 364, 367, 387, 414, 421, 434, 453, 459, 461, 463, 634, 637, 644, 655, 670, 672, 691, 797, 827.
Phil. Trans. Philad. 192.
Proc. Asiat. Soc. Bengal. 650, 657.
Proc. Roy. Soc. Edinb. 197, 328, 352, 443.
Proc. Roy. Soc. London 194, 199, 260, 327, 364, 637, 679.

Rc. (Rendiconto) Istit. Lomb. 679.
Rep. s. Brit. Assoc.
Revue 2 Mondes 196.

Science 344.
Sitz.-Ber. Akad. Berlin 561.
Sitz.-Ber. Akad. München 235, 446.
Sitz.-Ber. Akad. Wien 172, 173, 297, 331, 388, 400, 422, 647, 656, 690, 691, 796.
Soc. nat. hist. Boston 116, 130, 577.

Trans. s. Phil. Trans.
Trans. nat. hist. Newcastle 130.

Vierteljahrschrift nat. Ges. Zürich 469.
Verhandl. Akad. Berlin 255.
Verh. nat. Ges. Basel 472, 490.
Verh. Schweiz. nat. Ges. 490, 512.
Videnskab. Forhandl. 95.

Z. Gesell. Natw. 364, 807.
Z. Natw. Jena 61, 64, 722, 782.
Z. Natw. Sachsen 672.

II. Fysik, Chemie.

Ann. Chemie (Wöhler-Liebig-Kopp) 268, 279, 284, 296.
Ann. Chimie (1794—1815) und Ann. Chim. Phys. (Arago-Gay-Lussac seit 1816) 55, 168, 181, 199, 207, 266, 285, 296, 419, 438, 564, 648.
Ann. Fysik (Gilbert 1799—1824) 197, 234, 802, s. Pog. Wiedemann.
Astronom. Nachr. 417.

Ber. Fortschritte. Fysik 169, 182. 260, 421.
Bul. soc. chim. 578.

Chem. Mag. 226.
Chem. News 420.

Geofysik, Beitr. von Gerland 653, 656.

Digitized by Google

J. Phys. Paris 30, 178, 266, 318, 338, 359, 360, 365, 802.
J. praktischen Chemie (Erdmann-Schweigger-Kolbe) 250, 255, 257, 259, 420.

Mem. chem. sc. 420.

Overdand Monthly Cal. 677.

Pog. Ann. Fysik 95, 127, 165, 168, 185, 189, 197, 199, 224, 226, 250, 255, 260, 268, 364, 365, 407, 419, 424, 426, 427, 435, 437, 441, 463, 517, 655, 675, 690, 800, 802, 822.

Wiedemanns Ann. und Beibl. 195, 237, 252, 259, 431.
Wöhlers Jb. 427.

III. Geografie.

Beitr. Geofysik v. Gerland 653, 656.
Berghaus Ann. 800, 817.
Bul. soc. geogr. 608, 798, 817.

Coast Survey U. St. 327, 656.

R. Geogr. J. 800.
Geograf. Jber. 192, 829.

Jb. Schweiz. Alpenclub 394.
J. geogr. soc. L. 412, 655, 804.

Mitt. geogr. Gesell. Wien 584.

Naut. Mag. 795.

Petermanns Mit. und Ergänz. 187, 656, 664, 716, 811, 815.
Vhdl. d. Geografentages 192.

Z. d. ö. Alpenvereines 690.
Z. Ges. Erdkunde 611, 799, 806, 816.

IV. Geologie, Mineralogie.

Abh. geol. Reichs-A. 408.

Beitr. Geolog. Schweiz 292, 347, 440, 467, 490, 514, 515, 527, 533, 559, 580, 687, 710, 712.
Bol. comit. geol. 44, 336, 555.
Bol. soc. malac. 805.
Bol. vulc. ital. 679.
Bul. soc. geol. 46, 61, 175, 180, 182, 186, 196, 224, 255, 261, 266, 285, 301, 302, 311, 336, 348, 351, 367, 377, 439, 472, 473, 475, 494, 517, 520, 530, 534, 555, 569, 625, 672, 673, 788, 798, 804, 808, 822, 824, 831, 834.
Bul. soc. mineral 240, 250.
Bul. U. St. geol. Surrey 133, 281, 554, s. Rep.

Erläuter. geol. (Karte) Preussen 276, 475, 488, 516.
Erläuter. geol. (Karte) Sachsen 156, 336, 496, 533, 562.

Geol. Fören 471, 546.
Geol. J. 576.
Geol. Mag. L. 62, 75, 203, 227, 260, 317, 345, 408, 409, 562, 569, 577, 582, 591, 601, 609, 634, 699, 727, 798, 824, 828, 829.

Jb. geol. Preussen 282, 440, 467, 580, 581, 718.
Jb. geol. Reichs-A. 62, 91, 96, 104, 115, 146, 253, 276, 277, 283, 288, 289, 318, 336, 344, 347, 352, 388, 393, 408, 416, 442, 462, 490, 492, 509, 534, 552, 565, 580, 585, 616, 647, 672, 675, 690, 699, 736, 761, 765, 768, 814, 829, 831.
Jb. geol. Ungarn 62.
Jb. Min. (N. Jb.) 11, 13, 44, 46, 51, 80, 94, 95, 104, 130, 245, 247, 253, 258, 260, 265, 266, 274, 276, 288, 300, 302, 310, 311, 325, 327, 347, 349, 350, 354, 357, 358, 388, 420,

Digitized by Google

437, 439, 463, 466, 488, 497, 515, 517, 522, 527, 530, 531, 534, 540, 546, 555, 557, 570, 580, 615, 619, 677, 712, 716, 766, 798, 800, 831.
Jber. Schweizer Beben 687.
J. geol. soc. Dublin 408.

Karstens Archiv, s. Technische Zeitschriften.

Leonhards Jb., s. Jb. Min.
Leonh. Taschenbuch, Min. 95, 155, 284, 335, 351, 376, 391, 472, 555, 564.
Leonh. Z. Min. 91, 99, 207, 311, 346, 725, 736.

Mem. comit. geol. 798.
Mem. geol. Surrey Brit. 311, 474.
Mem. soc. geol. 377, 824.
Min. Mit. 223, 240, 267, 554, 691, 774.

Proc. geol. soc. L. 557, 797, 799, 827, 828.

Q. (j.) geol. soc. 10, 61—62, 89, 91, 123, 179, 194, 223, 245, 247, 263, 264, 283, 345, 364, 365, 370, 371, 412, 413, 439, 557, 562, 570, 576, 580, 797, 799.

Rep. U. St. geol. Surrey 12, 13, 25, 26, 107, 133, 242, 619, 678, 793, 809, 826, 830.

Trans. Americ. Geol. 557.
Trans. geol. (soc.) Cornwall 95, 102, 282, 530, 581, 608, 697.
Trans. geol. soc. L. 80, 274, 345, 411, 440, 461, 463, 530, 533, 569, 581, 592, 608, 623, 800, 832.
Trans. Seism. Soc. Japan 633, 634, 644, 657, 694, 696, 699.

Verh. geol. Reichs. 805, 833.

Z. g. G. (geol. Gesellschaft) 12, 14, 42, 123, 203, 220, 224, 242, 244, 247, 252, 267, 276, 283, 294, 298, 302, 304, 322, 336, 344, 347, 349, 354, 358, 393, 407, 408, 486, 488, 490, 516, 555, 559, 709, 797, 798, 811.
Z. Kryst. 226.

V. Technik, Montan.

Ann. Mines (s. J. des Mines) 80, 94, 224, 279, 284, 555, 557, 565, 823.
Archiv, s. Karsten.
Archiv prakt. Geol. 596.

Bauzeitung, Allg. 390.
Berg-Hütt. Z. 169, 171, 234, 591, 592, 596.

Civil-Ingenieur 260.

Dinglers J. 45, 250, 344, 420, 421, 428, 429, 434.

Engineer 260.

J. ecole polytechn. 787.
J. des Mines 30, 80, 95, 175, 348, 555.

Karsten und Dechen, Archiv Min. Geogn. Bergbau 46, 90, 92, 292, 349, 351, 403, 437, 517, 530, 576, 589, 824, 831.

Molls Efemeriden 234, 359.
Molls Jb. 564.

Österr. Z. Berg. Hütt. 514, 584, 592, 594, 600, 602.

Preuss. Z. Berg. Hütt. 467, 493, 534, 584, 592, 594, 598.

Techn. Repert. 420.

Z. Baukunde 432, 459, 461.

Digitized by Google

Autoren-Index.

Abbot 639, 640, 644.
Abich 46, 107, 372, 724, 802.
Agricola 206.
Airy 827.
Alberti 439, 725.
Alexander 112.
Allport 282, 283.
Ampère 194, 196, 697, 698.
Anaxagoras 204.
Andrews 226.
Angelot 140, 179, 182, 377, 823.
Angström 165.
Ansted 354.
Arduino 30, 284.
Aristoteles 204, 694, 696, 820.
Armstrong 420.
Atkins 274.
Aubuisson 30, 179.
Augustin 420.
Austen 798.

Babbage 557, 799, 826, 827, 831.
Bache 656.
Baglivius 209, 697.
Balzer 272, 292, 298, 388, 440, 446, 490, 515, 520, 522, 527, 559, 580.
Barnard 194.
Bartle 412, 804.
Baur 567.
Bauschinger 432, 459, 461.
Bayer 421.
Bayfield 799.
Beaumont 26, 46, 60, 61, 266, 348, 373, 413, 420, 475, 557, 791, 807, 823, 827.
Beccaria 624.
Beche, s. De la Beche.
Becke 554, 560.
Becker 116, 223, 363, 394, 619.
Beechey 800.
Behrendt 408, 815.
Behrens 357.
Bellevue, s. Fleuriau.
Belli 194, 208, 461, 697.
Berger 206, 581, 608.
Bergmann 290, 299, 564, 787.
Bertelli 631, 695.
Berthier 296.
Bertin 659.
Bertrand 517, 687, 691.
Berzelius 179, 229.
Bessel 421.
Beudant 115, 349.
Beroldingen 376, 564.
Bianconi 331.
Biot 181.
Biringuccio 205.
Bischof 101, 181, 188, 224, 229, 251, 268, 286, 300, 301, 305, 340, 348, 388, 441, 830, 831.
Bittner 690.
Blanford 105.
Bleibtreu 247.
Blöde 80, 94, 530, 565.
Blum 424.
Boase 95, 284, 354, 608.
Bode 698.
Bodmer 811.
Boerhaave 206.
Boethlingk 480.
Boguslawski 187, 327, 656, 660, 666.
Bonney 91, 377, 569, 591.
Borlase 264, 804.
Born 30.

Digitized by Google

Bornemann 226.
Bory 174.
Bottis 176.
Boucheporn 834.
Boué 224, 266, 279, 285, 297, 555, 557, 564, 625, 796.
Bouguer 95, 821.
Bourgeois 296.
Boussingault 671.
Boutigny 183.
Brard 438.
Bravais 797, 807.
Breislak 9, 30, 61, 91, 234, 235, 274, 295, 301, 364, 377, 565, 569, 822, 823, 826.
Breithaupt 205, 426.
Brewer 828.
Brewster 364.
Brezina 226.
Brigham 110, 112.
Bringier 411, 412, 623.
Brisson 787.
Brocchi 377.
Brochant 30, 555.
Brognart 255, 318, 555.
Bronn 102, 267.
Buch 4, 30, 46, 51. 60, 95, 279, 284, 351, 359, 367, 373, 376, 516, 527, 548, 555, 796, 822, 823.
Buchanan 187.
Buckland 575.
Buffon 192, 205, 653, 671, 787, 821.
Bunsen 197, 268, 279, 284, 302, 426.
Burat 608.
Burnes 412.
Burnet 564.
Buss 393.

Cacciatore 644.
Cagniard 179, 191.
Cailletet 170.
Calderon 377.
Callaway 562.
Canaval 170, 333, 556, 566, 647, 649, 675, 691.
Capellini 377.
Capoa 205, 266.
Carius 279.
Carnall 292, 608, 824, 831.
Carne 102, 548, 581, 608.
Caron 169, 170, 171.
Carosi 279.
Carpenter 327.
Carret 462.
Cartesius, s. Descartes.
Cassano 176.
Catlin 796.
Cavallo 624.
Cavanilles 802.
Celsius 796.
Centner 260.
Chambers 795, 797, 798.
Charpentier 90, 95. 102, 150, 335, 336, 351, 375, 377, 463, 530, 555.
Chevillot 168.
Choffat 229.
Church 420.
Cialdi 807.
Coane 109.
Cocchi 377.
Cocks 697.
Colson 251.
Collegno 557.
Collins 609.
Colombo 682.
Conybeare 95, 342, 354, 575.
Coquand 377, 569.
Cordier 356, 360, 520, 565, 823.
Correa 413.
Cossigny 798.
Cotta 14, 180, 266, 305, 381, 426, 439, 517, 570, 608, 765, 767.
Credner 51, 79, 298, 349, 350, 358, 408, 533, 562, 564, 672, 766, 798, 815.
Crosby 577, 578.
Croustschoff 240.
Cuvier 310, 313.

Dahll 570.
Dalmer 155, 490.
Dampier 787.

Digitized by Google

Dana 37, 82, 107, 112, 138, 179, 352, 360, 368, 381, 384, 557, 565, 569, 609, 672, 788, 791, 799, 824, 828, 829, 831, 832, 834.
Darwin 61, 80, 82, 268, 274, 275, 321, 463, 570, 576, 672, 788, 799, 800, 832.
G. Darwin 195, 431, 434, 453, 459, 460, 462, 633, 634, 830.
Daub 161, 615.
Daubrée 184, 186, 207, 250, 282, 285, 311, 336, 355, 421, 437, 466, 557, 559, 577, 609.
Davis 475.
Davy 207, 364.
Dechen 5, 346, 349, 589.
Deffner 710.
De la Beche 57, 80, 82, 102, 186, 275, 282, 317, 319, 340, 342, 345, 348, 352, 361, 373, 412, 413, 414, 419, 441, 479, 565, 569, 579, 580, 581, 591, 592, 594, 602, 608, 797, 823.
Delametherie 290, 560.
Delanoue 179.
Delaunay 194, 300.
Delius 290, 440, 608.
Deluc 80, 178, 375, 697, 795, 821, 831.
Delesse 80, 94, 180, 224, 246, 255, 282, 284, 327, 340, 351, 367, 408, 557, 567, 569.
Derham 209.
Descartes 140, 204, 207, 359, 670, 821, 823.
Desmarest 30, 358.
Deville 171, 185, 255, 266, 672.
Dieffenbach 412.
Diller 281, 344.
Doderlin 331.
Doelter 247, 274.
Dollfuss 17.
Dolomieu 30, 80, 95, 175, 205, 241, 272, 299, 338, 679, 823.
Domeyko 799.
Donati 310, 798.
Drasche 37.
Dree 356.
Dressel 5.
Dufrenoy 36, 279, 377.
Dulong 181.
Dumas 530.
Dumont 311.
Durocher 235, 301.
Dutton 12, 13, 25, 26, 54, 107, 110, 242 f., 479, 480, 776, 778 826, 828, 829.
Duvernoy 258.
Dwight 408.

Eaton 311.
Ebel 388, 463, 788.
Ebelmen 296.
Eberus 22.
Edmonds 697.
Egen 435.
Ellis 107.
Emmons 439, 733, 777.
Empedokles 204.
Endlich 113.
Engelhardt 546.
Eratosthenes 820.
Erdmann 354, 471, 546.
Escher 391, 468, 469, 472, 490, 555, 788.
Eschwege 546.
Evans 462.
Ewing 644.
Eytelwein 403.

Falb 695, 698.
Faujas 30, 205, 234, 295, 360.
Favre 95, 199, 464, 518, 519, 522 f.
Faye 417, 462, 699, 827.
Featherstonehough 569.
Ferber 30, 303, 375, 552, 594, 798.
Fichtel 823.
Fischer 207, 431, 641, 673, 695, 796.
Fisher 61, 203, 208, 461, 577, 826, 828.
Fitzroy 655.
Fleuriau 359, 565.
Foerster 417.

Digitized by Google

Forbes 260, 311, 317, 318, 319, 474.
Forchhammer 224, 296, 557.
Forel 666.
Forster 564.
Foster 592.
Fouqué 52, 60, 240, 250, 267, 297.
Fournet 172, 179, 285, 302, 354, 426, 534, 557, 570.
Fraas 710.
Francke 207, 670, 691.
Frankenheim 183, 419, 424.
Franklin 192.
Frapolli 570.
Frezier 625.
Freyer 800.
Friedel 240, 431.
Fritsch 11, 12, 53, 61, 369.
Fritsche 422.
Fuchs C. 240, 267, 296 f., 419, 626, 691.
Fuchs N. 301, 311, 418, 564.
Fuchs T. 311, 325, 327, 331, 388, 408, 805.
Füchsel 309.

Gardner 123, 409, 798, 828.
Garzoni 183.
Gassendi 206.
Gay Lussac 55, 168, 181, 207, 648.
Geikie 105, 345, 371, 563, 796, 797.
Geinitz 653, 656, 661.
Gemellaro 798.
Gerhard 348, 564.
Gerland 653, 656, 671.
Germer 376.
Gibb 389.
Gilbert 64, 99, 133, 136, 437, 471, 476, 577, 677, 678, 776, 778, 807, 809.
Girard 796.
Girardin 181.
Gisler 624.
Gmelin 422.
Göppert 425.
Graham 800.
Gras 331.
Gray 644.
Greenough 438, 580.
Gressly 311, 467.
Grimm 582.
Gringmuth 462.
Groddeck 267, 348, 440, 591, 598 608.
Grögr 250.
Gümbel 55, 59, 349, 350, 439, 443, 446, 528, 558, 559, 563, 564, 709, 788, 794.
Günther 459, 462, 647, 653, 656, 666, 673, 676, 695, 817, 820.
Guettard 30, 310.
Gumprecht 530.
Gutberlet 51, 99.
Guibourt 181.
Guidoni 555.
Gutbier 580.

Habel 309.
Hagen 117, 403, 406.
Hahn 796, 797, 798, 799, 808, 815, 816.
Haidinger 419.
Hall 278, 279, 440, 463 f.
J. Hall, N. York 185, 287, 317, 413, 721, 828, 831.
Halley 462.
Hamel 425.
Hamilton 241, 242, 367, 679.
Hartung 11, 12, 27, 36, 37, 51, 368.
Hartmann 403, 412, 441.
Hattori 692.
Hauer 15.
Hausmann 296, 331, 346, 376, 418 f., 424, 439, 516, 608.
Hautefeuille 171.
Hawkins 530.
Hayden 133, 512, 513.
Heim 242, 244, 284, 390, 393, 435, 437, 443, 446, 447, 467, 469, 486, 490, 515, 522, 559, 576, 577, 647, 675, 676, 687, 689, 694, 700, 825, 833.
Heaphey 62.

Digitized by Google

Hebert 475.
Hector 804.
Helland 51, 123.
Helmont 265.
Henkel 206.
Hennessey 195.
Henz 387, 403.
Heraklit 820.
Hermann 787, 834.
Hermite 828.
Herodot 820.
Herschel 55, 557, 576, 697, 827, 828, 830.
Hettner 517, 580, 766, 767.
Hill 226.
Hilliger 664.
Hirn 182.
Hirsch 417.
Hise 554.
Hitchcock 437, 530, 557.
Hochstetter 13, 114, 127, 368, 534, 653, 655, 765, 804.
Hodkinson 426.
Hoefer 594, 601, 602, 647, 690 f.
Hoepfner 245.
Hoernes 647, 672, 675, 676, 690, 831.
Hoff 333, 387, 391, 624, 646, 653, 655, 675, 690 f., 695, 702, 795, 796, 798, 817.
Hoffmann 26, 54, 268, 439, 490, 555, 561, 624, 650, 653, 671, 673, 788, 798.
Holmes 127, 133, 135, 139.
Holzhey 403.
Hopkins 140, 194, 196, 609, 614, 627, 697.
Houghton 194.
Howell 776.
Hugi 515, 555.
Hull 713.
Humboldt 114, 122, 182, 209, 310, 318, 320, 564, 626, 653, 671, 673, 675, 695, 802, 822, 823.
Hunt 199, 298, 563.
Hunter 387.
Hussak 245.
Hutton 60, 150, 205, 278, 300, 310, 359, 375, 555, 557, 569, 797, 823,
Hutton F. 826.

Iddings 91, 95, 117.
Irving 554.
Issel 817.
Ittigius 205, 670.

Jaccard 687, 710.
Jacobsen 187.
Jahr 260.
Jamieson 413.
Jannetaz 578.
Jervis 555.
Jessen 796, 830, 831.
John 283, 761.
Johnsson 10.
Jokely 347, 580.
Jourdy 472.
Judd 62, 75, 223, 242, 245, 247, 263, 360, 370, 371, 381, 382, 569, 727.
Jukes 317, 360.
Junghuhn 71, 268.

Kant, 192, 312, 694, 697, 702.
Karrer 408.
Kaufmann 474, 710, 712.
Kayser 280, 283, 349.
Keferstein 548, 564.
Keilhack 123, 124.
Keilhau 281, 301, 336, 351, 354, 376, 437, 439, 546, 548, 557, 561, 567, 580, 797.
Kick 428, 431, 433.
Kinahan 388, 709.
King 733, 776, 828.
Kircher 205, 670.
Kirwan 206, 300, 301, 561, 787.
Kjerulf 57, 224, 279, 292, 336 f., 376, 531, 533, 559, 561, 570, 581, 611, 619, 715, 776, 797, 805, 807.
Klaproth 300.
Klipstein 736, 747.
Klöden 388, 796, 798.
Klockmann 298.

Digitized by Google

Knipping 633, 644.
Knop 352, 568.
Knot 673, 697.
Kobell 292.
Koch 388, 393, 558.
Köhler 467, 594.
Könen 718.
Kogelmann 54, 674.
Kolberg 676.
Kontkiewics 351.
Kreill 644.
Kries 670.
Krüger 206.
Krümmel 460, 656, 666.
Krug-Nidda 26, 46.
Künzel 169.
Kuhlmann 439.

Lamanon 671.
Lang H. 249, 260, 277, 281.
Lartet 713.
Lasaulx 94, 637, 646, 650.
Lasius 300, 576.
Laumont 479.
Launey 235.
Leblanc 824.
Leconte 824, 832.
Ledebur 170, 261.
Lehmann 162, 246, 253, 276, 294, 304, 312, 352, 438, 440, 463, 497, 521, 533, 559 f., 807.
Leibniz 192, 205, 297, 670, 821.
Leidenfrost 183.
Leipoldt 676, 716, 796, 799.
Lemberg 252, 278.
Lemery 206.
Lemnio 831.
Leonhard 91, 95, 250, 272, 273, 274, 439.
Lepsius 261, 283, 497, 521, 533, 712.
Leslie 192.
Levy 240, 250, 285, 297, 428, 431.
Lewis 249, 251, 261.
Leymerie 377.
Lill 725.
Link 413.
Lister 206, 309.
Lloyd 309.
Loew 709.
Loewl 765, 811, 813.
Loretz 580, 581.
Lory 351, 520, 522, 528.
Lossen 102, 152, 276, 282, 283, 336, 346, 347, 349, 376, 467, 475, 488, 516, 558, 559, 608.
Lotti 158, 336, 377, 378, 380.
Lottner 403.
Lucanus 205.
Lucas 164.
Ludwig 832.
Lussac, s. Gay L.
Lyell 46, 55, 61, 82, 317, 350, 360, 381, 387, 411, 412, 533, 555, 557, 796—800, 804, 823.

Mac Gee 831.
Mackenzie 165, 300.
Macculloch 105, 150, 272, 275, 293, 300, 311, 327, 337, 345, 355, 370, 376, 377, 439, 440, 530, 533.
Magnan 824.
Majola 822.
Mallet 61, 91, 203, 206, 254, 260, 405, 461, 558, 617, 637, 644, 646, 650, 671, 672, 676, 691, 693, 695.
Malvasi 635.
Mantell 804.
Marcel 419, 439.
Mariotte 193.
Marshall 824.
Marx 259.
Marzari 517.
Mather 824.
Mathesius 166, 424, 438, 581.
Mathews 544.
Matthiessen 168.
Mayer 420.
Menard 178, 295.
Mendenhall 644.
Mercalli 377, 679.
Merian 437, 673, 695.
Meyer 833.

Digitized by Google

Michel, 199, 285.
Micheli 30.
Millar 260.
Milne 631, 633, 634. 637, 643, 646, 650, 663, 664. 671, 673, 684, 692 f., 696, 699, 705, 832.
Misson 209.
Mitchell 637.
Mitscherlich 296, 564, 670.
Möller 199.
Mösch 312, 467, 490, 710.
Mohn 187, 807, 808.
Mohr 208, 441, 670.
Mojsisovics 28, 62, 135, 311, 318, 321 f., 328, 352, 353, 467, 585, 607, 618, 689, 690, 727, 729, 736, 747, 751, 754, 761, 788, 832.
Moll 359.
Montessus 626.
Monticelli 9, 144, 242, 266, 344, 367.
Montlosier 11, 30, 95.
Morlot 296.
Moro 59.
Mottez 659.
Mousson 197.
Müller A. 467, 472.
Müller 57, 171.
Murchison 345, 558, 562, 797.
Murray 327 f., 347, 352, 353.
Muschenbröck 206.

Naumann 14, 56, 79, 80. 89, 95, 99, 139, 150, 153, 162, 180, 264, 274, 276, 281, 282, 297, 298, 302, 304, 311, 328, 335, 345 f., 354, 376, 413, 419, 437 f., 479, 488 f., 517, 531 f., 563 f., 570, 575. 581, 593, 601, 608, 653, 695, 765, 788.
Naumann E. 661, 684, 692, 816.
Necker 36, 272, 276, 360, 419, 517, 608, 670.
Negri 377.
Neumayr 311, 312, 332, 490, 534, 555.
Newton 204.
Nicol 562.
Nidda, s. Krug.
Niemann 834.
Niess 260.
Nöggerath 11, 349, 637.

Omalius 348.
Oppel 311.
Ormerod 264.
Ott 431.

Paykul 123.
Palassou 279, 377, 555, 671.
Pallas 206, 376, 463, 564.
Palmer 634.
Palmieri 10, 55, 242, 625, 644, 679.
Paris 659.
Parrot 653, 702.
Pasini 555.
Paul 634.
Paulus 347.
Peacock 795.
Peale 127, 133.
Peghoux 439.
Peirce 834.
Penck 344, 690, 774.
Penecke 322.
Pengelly 809.
Percival 609.
Perkins 199.
Peroche 462.
Perrey 55, 691, 695, 698, 699.
Peschel 676, 716, 793, 796, 799.
Petrino 208, 480, 485, 827, 834.
Petter 641.
Pettersen 807.
Petterson 252.
Petzholdt 252.
Petzoldt 301.
Pfaff 365, 441, 443.
Phillips 9. 89, 95, 577, 608.
Picot 375.
Pilar 480, 485, 625, 827, 829, 834.
Pilla 377, 678.
Pini 290, 463.
Pissis 800.
Plantamour 194, 635.

Digitized by Google

Planté 170.
Plattner 169.
Playfair 178, 291, 796, 823.
Plinius 204, 209, 694, 696.
Pluche 821.
Pötsch 90, 95, 531.
Pohlig 344, 560.
Poisson 194, 196.
Pollack 390, 393, 431.
Ponzi 14, 679.
Posepny 591, 596, 765.
Pratt 194, 827.
Prestwich 797.
Prevost 61, 208, 311, 788, 808, 822, 823, 831, 834.
Pröls 276.
Pusch 310.
Pythagoras 820.

Rammelsberg 255.
Ramond 102.
Rath 12, 14, 31, 242, 267, 283, 298, 347, 376, 377, 490.
Ratzel 411, 412, 716.
Raulin 350.
Reade 827, 829.
Reaumur 234, 249 f., 259, 296, 375, 421.
Rebhann 399, 403.
Reclus 92, 312.
Reiss 11, 12, 37, 53, 60, 107, 241, 369, 799.
Renard 327, 328, 347.
Resal 171.
Reusch 347, 437, 577.
Reyer 31, 62, 95, 132, 146, 158, 203, 253, 276, 336, 344, 377, 442, 462, 492 f., 509, 514 f., 552, 559, 565, 583, 594, 600, 608, 616 f., 699, 736, 768, 799, 806, 814 f., 817.
Rhind 311, 328.
Richter 169.
Richthofen 28, 53, 62, 94, 106, 115, 116, 117, 312, 321, 322, 336, 340, 619, 716, 736, 778, 782, 788, 792.
Ricketts 317, 408, 409, 828, 829.
Riddell 799.
Rinmann 259, 417.
Rio 31.
Riviere 154.
Roberts 404, 804.
Rockwood 678.
Röder 687, 644.
Röntgen 195.
Rogers 467, 468, 479, 558, 576, 626, 799.
Rolland 314.
Rose 224, 255, 419, 548.
Rosenbusch 190, 245, 246, 264, 276, 278, 279, 281, 344, 347, 348, 364, 444, 493, 559.
Rossi 625, 633, 635, 673, 679.
Roth 5, 6, 9, 30, 36, 46, 82, 89, 219, 244, 266, 267, 268, 273, 278, 302, 557, 561, 564.
Rothpletz 393, 486, 490, 709.
Roulin 377.
Rozet 336, 373, 377, 473, 494, 535.
Rudolf 653, 656, 661, 664, 671.
Rütimeyer 494, 709.
Rusegger 692.
Russell 168, 678, 779, 793, 809, 826, 830.
Rutley 345.
Rziha 590.

Sachs 195, 425.
Sandberger 224.
Sarasin 240.
Sars 805.
Sartorius 46, 61, 74.
Sauer 278.
Saussure 95, 150, 291, 294, 299, 375, 387, 440, 463, 517, 527, 567, 569, 821, 823.
Savart 419.
Savi 377, 555.
Scacchi 55, 267.
Scrope 27, 51, 55, 61, 64, 80, 82, 114, 179, 196, 203, 360, 361, 569, 570.
Schafhäutl 296.
Schalch 336.

Digitized by Google

Scheerer 179 f., 235, 285, 302, 419, 564.
Schellen 191.
Scheuchzer 687.
Schmick 413, 827.
Schmid E. 278.
Schmidt A. 123, 246, 298, 351.
Schmidt 331, 600.
Schmidt, Athen 174, 637. 695, 696, 698, 801.
Schott 250, 296.
Schrader 377.
Schrötter 422.
Schubart 420.
Schultze 206, 670.
Schütze 492.
Schuster 540, 581.
Scott 817.
Secchi 191.
Seckendorf 795, 831.
Sedgwick 90, 608.
Seebach 646, 550.
Seguenza 805.
Senarmont 296.
Seneca 204, 670.
Serao 175.
Serpieri 678.
Shaler 824, 829.
Sharpe 437, 528, 576.
Siemens 190, 255, 265.
Sigmund 747.
Silberschlag 45, 822.
Silliman 179, 557.
Silvestri 42, 44, 50, 229, 266.
Simmler 364.
Sjögren 546.
Smith 309, 413.
Söchting 364.
Sorby 199, 364 f., 577, 580.
Spallanzani 46, 176, 180, 183, 295, 296, 300, 679, 694.
Spangenberg 430.
Spencer 192, 194, 462.
Spring 437.
Staffler 393.
Stapff 463, 466, 811.
Stefan 400.
Stefani 377, 410, 798.
Steffens 310.
Steininger 5.
Stelzner 358.
Steno 205, 310, 358, 527, 670, 821, 822.
Stifft 346.
Stoppani 559.
Strabo 6, 834.
Strachey 658, 823.
Strange 30, 291.
Strato 820.
Strobel 594.
Ström 155.
Strantz 11.
Stübel 60.
Studer 138, 347, 351, 468, 472, 476, 490, 515, 518, 520, 527, 528, 555, 557, 567, 577, 580, 736, 747.
Strukkeley 624.
Struve 252.
Suab 594.
Suess 31, 39, 46, 53, 61, 64, 172, 224, 312, 411 f., 467 f., 472, 475 f., 479 f., 513, 517, 522, 620, 672, 675, 681, 691 f., 702, 727, 761, 788, 793, 796, 800, 805, 820, 822, 824, 825.
Sullivan 199.

Taylor 826.
Teller 283, 352, 761, 765.
Theobald 347.
Thomas 274, 493, 608.
G. Thomson 284.
J. W. Thomson 194, 197, 443.
Wh. Thomson 187.
Thorcy 787.
Thoroddsen 123.
Thuccidides 205.
Thurston 429, 448.
Thurmann 473, 494, 595, 710.
Tiefenbacher 388.
Toaldo 697.
Törnebohm 350, 360.
Toula 695, 700, 820, 825.
Trautschold 796.
Trebra 290, 375, 557.

Digitized by Google

Tresca 428. 431.
Trinker 497.
Troost 171. 185.
Tscharner 644, 687.
Tschermak 282, 691.
Tyndal 197, 577.

Uchazius 428.
Unzer 45, 671, 697, 834.
Uzielli 798, 817.

Venant 428. 431.
Verbeek 17 f., 21. 67, 69, 656. 658
Viennois 426.
Viquesnel 439.
Virlet 46, 61. 673, 822.
Vivenzio 625. 679.
Vogel 208.
Vogelsang 11. 364.
Vogt 95, 234.
Voigt 30. 95. 206, 375. 576.
Volger 208, 314, 407, 426, 441, 670. 687, 695 f., 830, 831.
Vose 208, 558, 828, 831.

Waagen 311.
Wadsworth 116, 193, 195.
Wagener 633, 644
Wähner 327, 691, 700. 833.
Wahnschaffe 408.
Walch 425.
Waller 254.
Wallerius 290.
Waltershausen, s. Sartorius.
Walther 61, 64. 91, 682. 722, 782, 784.
Warburg 195.
Ward 311.
Warrington 420.
Waters 798.
Watt 234.
Weaver 530.
Wedgwood 255.
Weiss 517.
Weld 804.
Wepfer 827.
Werner 30, 290. 299. 309. 564, 569.
Wettstein 462. 485. 834.
Weihrauch 399.
Wheeler 64.
Whiston 821.
Whitley 260.
Whitney 95. 534. 541. 542, 591. 649. 677, 828.
Witworth 364.
Wilkes 107.
Williams 345. 560.
Wilson 439.
Winker 123. 403.
Wöhler 229. 424. 430.
Wolff 388. 407.
Woodward 527, 564.
Wrightson 260, 420.
Wroblewski 188, 365.
Wurtz 208, 558.
Wynne 650.

Xenofon 820.

Zay 392.
Zeno 820.
Zenne 817.
Zigno 31.
Zimmermann 600.
Zirkel 79. 82. 91. 123. 276. 297. 298. 302, 335. 347. 357. 361. 364. 439.
Zittel 312.
Zöpperitz 192, 461.
Zöllner 634.

Digitized by Google

Real-Index.

Schlagworte: I. Sedimente, siehe Detritus, discordant, Facies, Gestein, Kalk, Sandstein, Schiefer, Sediment, Tuff, Übergang.

II. Eruptiv, siehe Absorption, Blatt, Brezzie, Concretion, Contact, discordant, Druck, Eject, Erstarren, Eruption (und Gesteine), Experiment, Gang, Geschwind., Glut, Granit, Impregn., intrusiv, Krater, Krystall, Lager, liquid, Lösung, Magma, Massenerguss, Massif, metamorf, Orientirung, Schliere, Übergang.

III. Deformation, s. Blatt, Berg, Brezzie, Bruch, Dauer, Deformation, Druck, Erdbeben, Experiment, Faltung, Festigkeit, Gang, Gebirg, Geschwindigkeit, Gleichgewicht, Gleiten, Hebung, Hohlraum, intrusiv, Klüftung, Lager, Massenbewegung, Orientirung, plastisch, Ruptur, Senkungsfeld, Verschiebung, Verwerfung, Zertrümmerung.

Abkühlung, siehe Erstarren, Temperatur.

Abrasion 328, 343, 491, s. Erosion.

Abscheidung s. Erstarren, Gas, Spratzen.

Absorption 165, 186, 365, in Metallen 166—170, im Bleioxyd 172, im Schwefel 173. A. und Temperatur 166, 168 f. A. im Magma 174, 179, 187 f.

Adamello 85, 103, 288, 350, Tektonik 495, 689.

Albano, Vulkan 11, 14.

Alluvium und Beben 401, 623, 639 f., 701, s. Massenbewegung.

Alpen, Senkungsfeld 62, 618, 690, Rupturen 474, Faltung 477, Überschiebung 481, s. Adamello, Mt. Blanc, Berner Oberland, Metamorf 555 f., Thuner See 688, Beben 626, 637, junge Rupturen und Beben 684—691, 701, Regionale Differenzirung, Senkungsfelder, Facies 728, 730 f. Salzstöcke und Kastenbrüche 725. Faltung 788, Bruchfeld 792, 816, 832, Terrassen 811, Hebung 823.

Altenberg-Zinnwald, Grabenbruch und Erupt. 106, 149, 278, 765 f., 772.

Alter und Textur der Gesteine 375, 380, s. Metamorf. Sierra-Eruptionen 541, 545, Gänge, Rupturen 592, 612-618, junge, active Spalten, s. Beben, Gebirgsbildung 468—474.

Amerika, s. Appallach., Anden, Antillen, Californ. Erdbeben, Massenerguss, Sierra, Vulkan.

Amfibol 210 f., 220, 224, Genesis 223, 247, Contact 274.

Amplitude, Beben 628—632, 642 bis 646, 668.

Anden, s. Vulk. u. Beben-Geografie.

Digitized by Google

Andesit, Vulk. Padua 32, Krakatau 67, Chemie 215 - 220, A. Facies 341, Tuffe paläozoisch 345, Sierra 534, 545.
Anthrazit, s. Kohle.
Antiklin, s. Faltung, Krater, Massif.
Antillen, Vulk. 67, Beben 625 f., 636 f., 672, 683.
Apallachien 463, 467, 731, 794, 828, 829.
Apennin, Beben 679, 701, Bruchfeld 792.
Apofyse 132, 139, 149, 378, 552, 599, 763, 770, 773, s. Gang, Lagergang.
Arica, Beben 656 f., 664.
Association d. Elemente 223 f., Meteoriten 225, secundäre (Erz) 225, A. im Magma 227, 232, 338.
Aufquellen des Magma, s. intrus. Kuppe.
Auftreibung, Hebungskrater 11, 60, 122, 822.
Augit, s. Pyroxen.
Ausbruch, s. Eruption.
Auswürfling, s. Eject.
Azoren 52, Seebeben 664.

Bankung, s. Plattung.
Basalt, Eifel 5, Gänge 56, Böhmen, Erzgebirg 98, 767, Deckensystem Schottland, Indien 105, N.-Amerika 117 f., Island 124, miozän 340, B. Chemie 215—220, B. und Meteoriten 226, Übergänge 370. B. und Salzstöcke der Alpen 725.
Basisch, s. Lava, Magma.
Bathygen, s. Magma, Contact, Druck, Facies.
Bergschlipf 388, 398, 409, 414, 624, 632, 642, 652, Schnelligkeit 669.
Bewegung der Lava im Gang 48, 53, 83, 88, Lava-Strom 9, 25, 43, 82, 94, s. Massenbewegung, Erdbeben.
Bimsstein 14, 27, 262, 544.
Blasen, s. Erstarren, Gas.
Blatt, Schliere im Magma 103, Ruptur 469, 499, 582, 596, 619, B. Beben 675, s. Gang, Gleitblatt, Klüftung.
Böhmen, Vulkane 51, 62, Schlackenwald 84 f., 551, Quellkuppe 96, 99, Granit, Brünn 120, Egertal 775, s. Erzgebirg. Massenerguss
Böschung 398 f., 454, 458, 574, 814, s. Deform., Massenbewegung.
Bolsena, Bracciano 10, 15.
Bombe, s. Eject.
Brezzie 14, 27, 28, 321, Deformation 442, 447, 452, eruptiv 545, 745, Tuff, B. 537, Contact 139, 532, Hohlräume 591, s. Ruptur, Zertrümmerung.
Bruch, B. Trichter 584 f., 588, 593, 596, s. Ruptur.
Bruchfeld, Bruchkrater 10—13, 39, 49, 58, 61, „Hebungskrater" 362, 373, Krakatau 67, 71, 108, Papandajang 71, Etna 72 f., Padua 77, Erzgebirg 97, Predazzo 362. Typen der Bruchfelder 366, 719, B. Zinnwald 774, Bruchtrichter (Pinge Altenberg 773, s. Massenerguss, Facies, Senkungsfeld.

Calabrien, Beben 414, 625—627, 652, 671, 679.
Californien 84, 101, 614, Sierra 540, 638, 649, 653, s. Beben.
Canar. Inseln, 10 f., 53, 114, 368.
Capillar, s. Diffus, Impregn., Lösung.
Caracas 627, 643, 683.
Carbon, Überschiebung 467, Elk 513, Mt. Blanc 520, Cornwall 608, alte Rupturen 614, Alpen 728, Erzgebirg 766, Wasatch 776.
Centrum, s. Erupt. Massif, Verschiebung, Beben.
Chemie, Erupt.-Gesteine 213 f., Mineral. 222, Magma 240, s. Absorption, Contact, Erstarren, Dissoc., Lösung, Magma, Metamorf.

Digitized by Google

Chile, Peru, s. Erdbeben u. Vulkan-Geografie, Hebung.
Chlor, Magma, Exhal. 229, 266.
Circulation, s. Wasser. Circustal, s. Kessel, Krater, Massif, Tal.
Clivage 489, 515 f., 526, 358, 570, 573, 580.
Cohäsion, s. Häsion.
Conception 627, 655, 683.
Concordanz 131, 137, 511.
Concretion, Schlieren, Erstarren 86, 89, 234, 239, 253, 428.
Contact. Lava 268, 272, Brezzie 14, Zone 281, Ursache 282, Hangend-Contact 132, 134, 139, 143, 271, 277, 281, 284 f., 490, 555 f., Predazzo 752, Einschaltung 282, 288. Plattung 501, 504, Massif. C. 436, 491, 515, 531, 548.
Contraction, Faltung 476, 521, Hypothese 553, 824 f., s. Erstarren, Temperatur.
Cordilleren, s. Erdbeben- und Vulk.-Geografie.
Cornwall, Rupturen 608.
Corrosion 102, 327.
Coseguina 17, 67.
Cotopaxi 6, 21, 67.
Cumana 625, 627, 683.
Cutch 411, 637.

Dampf, s. Exhal. Gas, Tension.
Dauer, Erupt. 21, Einwirkung, Umlagerung 273, 276, 422, Massenbewegung 400—405, Deformation 430, 589, Beben 625, 646, Schwingung (Bebenstoss) 629 f., 637, 659, 663, Ruptur 683, 698.
Decke (Lava) 29, 79, 120, Experiment 151, s. Massenerguss 153, D. System 105, 123.
Deformation, Schlieren 89, plast. rupt. D. 428 f., 430, 441 f., 449, 463 f., 470, 480, 578, D. Discordanz 489, Einfluss des Wassers 440, 558, 566, 590, D. durchsetzender Glieder 492, D. der Weltkörper 453—459 f., s. Faltung, Massenbewegung, plastisch, Ruptur. D. der Erdkruste, Hebung, Senkung 818, 827 f., 830, 834.
Delta, s. Detritus, Facies, Massenbewegung.
Depression, Typen 784.
Detritus 312 f., s. Eros., Facies, Schieter, Tuff, metamorf. Massenbewegung 292 f., 299, Spaltfüllung 581—588, 591 f., 596. Rupt. s. Deformation. Detritus und Beben 631 f., 637, 641, 650 f., 667, Füllung der Senkungsfelder 721.
Diabas, N.-Amerika 116, 118, Chemie 210—220, Tuff 345, Übergänge 368 f., terziär. Italien 376, Sierra 540, Massifbildung 569, s. Diorit, Contact 283, metamorf 569.
Differenzirung, s. Organismen 320.
Diffussion, Erstarren 238, Gänge 185, Contact 556.
Dimension, s. Beben, Gang, Lavastrom, Ruptur, Massif, Vulkan., s. Mass.
Diorit, Sierra 86, 116 f., 534, 540 f., Karpaten 115, Elba 158, 378, Tuff, Schiefer 347, 350 f., Übergänge 367, Lake Superior 514, Massif 549, metamorf 569, Predazzo 742, 747, Klausen 762.
Discordant (Struktur) 100—105, Contact 155, 515, 519, 531, 545, Deform. 486, 489, secundäre D. 488, 524, Lagergang 597 f., Massenerguss, Klausen 765.
Dislocation, s. Ruptur.
Dissociation 189.
Dolinen 266, 719.
Druck und Magma, Absorption 181—188, Lösung, Umlagerung 199, 252, 558, s. metamorf. bathygenes Magma 211 f., 223, 240 bis 247, 358, magmatischer D. 363, 368.

Digitized by Google

Druck und Deformation, starr, viscos 195—200, erupt. Sedimente 298, Massenbewegung 402–409, Festigkeit 429, Wasser, Deform. 442–449, 451, 581, Faltung 464, 480, secund. Discord. 526, Lagerkluft 597, Klüftung, Experiment 610, D. Variation, Beben 628, 635, 636, 638, 673—675, D. ungleiche Belastung, Deform. der Erdkruste 828, s. Facies, Existenz, Tension.
Dünen, Facies 312.
Durchtränkung, s. Absorpt. Impr. Magma.
Dynamo, s. Klüftung, metamorf, Zertrümmerung.

Eifel 5.
Einschluss, Schliere 85 f., 89, 101, im Granit 517, s. Flüssig. E.
Einbruch, Einsturz, s. Bruch, Krater, Ruptur.
Eis, Deformation 435, 445, 483.
Eisen, s. Magma.
Eject, Schnelligkeit 17, 19, 67 f., 669, s. Tuff. paläozoische E. 345, 348, Adamello 505.
Elasticität, s. Fest.
Elba, 157, 347, 378, 529.
Elemente, s. Erdkruste 210, tektonische E. einer Eruptmasse 80, E. Association 233 f., 232.
Elk 512.
Elm 393.
Ellipse, Massif 153, 156, 518, 533, 769. Schüttergebiet 650 f., 680, s. Bruchtrichter.
Emanation, s. Exhal.
Emergenz, s. Erdbeben.
Emersion, s. Hebung.
Entmischung, s. Erstarren, 82, 87, 237 f.
eolisch, Facies 312.
eozän, s. terziär.
Erdbeben, Tremor, Pulsation 623, 633, Ursachen 624, 673, 696 f., Eruption, Explosion 44, 121, 366, 625, 635, 638, 671, wechselnde Belastung, Luftdruck 672, Beben im Alluvium, Massenbewegung 410 f., 623, 632, 639, 641, 652, 672, 701, Ruptur u. E. 538, 544, 591, 613 f., 623, 626, 632, 641 f., 648 f., 652 f., 675—678, Alpen 688, lebendige Brüche 540, 544, 616, Änderung der Quellen 129, 623, 691, Gleitbeben 624, 652, 701, Schütter-Ellipsoid 650 f., 680, 689, Ursprung 643, 646, 650, Auslösung 652, Kosmische Ursachen 693—704. Elektricität, Ton 624, 630, 705, Dauer 625, Zahl d. Stöße 629, 631, Häufigkeit 691, Arten d. Erschütterung 627, 631, Zerstörung 641, 648, 705, Interferenz, Reflex, 631, 636, 652; Brücken 632, 652, Geschwindigkeit 637, 657 f., 660, 667, 669, E. und Seebeben 661, 666, s. Seebeben, E. Luftdruck, Deformation 673, 674, E. Orientirung 675, 680, 683, Simultan-Beben 700, Prognose 704, Bestimmung der Verwerfung 818.
Erdbeben-Geografie, Alpen 626, 637, 684–691, 700 f., N.-Amerika 121, 411, Californien 540, 544, 638, 649, 653, 656, 677, 701, Anden 625, 627, 638, 643 f., 655 f., 664, 683, 687, 700, 800, 832, Antillen-Venezuela 625, 627, 636, 672, 683, Herzogenrath 637, Indien 411, 624, 637, 649, Island 129, Italien, N.- u. Mittel-I. 628, 678, 701, Neapel 637, 651, 680 f., Calabrien 414, 625, 627, 652, 679, Sizilien 627, Beben-Häufigkeit 693, 695, Indien 411, 624, 637, 649, Jamaika 414, Japan 638, 643, 692 f, 832, Seebeben 656, Kleinasien 681, 693, 695, Simultan 701, Lissabon 626, 637 f., 655, 701, Neu-Seeland 626, 656, 658, Rhein 637, 689, Sandwich 626, Syrien 626.

Digitized by Google

Erde, Starrheit, Deformation 193, 203, 459, 825, Erstarren 196. Isothermen-Sfäroid 319.

Erdkruste, Bestandtheile 210, 227, 309, sucess. Facies 338—343, Deformation 194, 196, 387, 453, 456, E. Ruptur und Erupt. 55, 195 f., 200, 265, 600, 609, 611, Rupturen, Senkungsfelder 791 f., plast. rupt. Deform. 449, Rupt. u. Beben 629, 651, 662 f., 670 f., Massenbewegungen im Erdkörper 462, 674, Kosmische Einflüsse und Beben 693—704, E. seculäre Waagebewegung, Compensation von Hebung und Senkung 795, 805, E. Hebung, Senkung 817, 821, 827, E. Contraction, Deformation 824 f., 830, 834.

Erguss, s. Gang, Lava, Massenerguss.

Erhebung, s. Hebung.

Erosion der Vulkane 24 f., 30 f., 35 f., 59, 70, E. und vulk. Facies 382, Gänge, Kuppen 41, 77, 80, 114, 369, Massenerguss 120, 131, 137, 156, E. Senkungsfelder, Gebirge 785, 789, 790.

Erosion, allgemein, Verwitterung 34, 42, 57 f., 84, 210, 258, 314 f., 382, 498, 505, 554, 575, Tiefsee-Facies 328, 341 f., 346, 348, bathygen. Magma, Massif 382, 500, 507, 529 f., 542, E. Massenbewegung 388, 397, 401, 409, 415, E. Einbruch 585, E. Dislocation 602, 604, Faltung 493. Discordanz 487, 491, Grabenbruch, See 718, Senkungsfelder 723, 734 f., Terrassen 809 bis 812, Relief 820, E. Deformation d. Kruste 828, Abrasion 833.

Erstarren, Lava 25 f., Gang 48, Entmischung 82. Exsudat 101, Krater M. Loa 110, 113, Dunsen. Spratzen 166 f., 172, 174, 258, s. Concretion, Secret., E. Magma, volumetrisch 199 f., 233, 254 f., 270, Reihenfolge 223, 235, 239, 245, 300, Textur 234, 238, 305, 359, 363, Klüftung, Plattung 90 bis 94, 501, Umlagerung 568, Ergussform 550, Contact 277, 285, 355. Erweichung im Contact 288. E. Kruste 100, 137, 142 f., 150 f., 172, 241, 263, 271, Block-Fladen-Lava 242, E. Kruste, Massifs 354, 529, 551, Erstarren d. Erde, Contraction 196, 477, 825, s. Erdkruste.

Eruption 7 f., 16 f., Absorption 167 f., 172, Magma, E. Facies 328, 334, 340, 359, 367, 372, E. Massen tekton. Elemente 80 f., Lateral E. 42, 372, s. Radial. E. Centrum, Beziehung zum Erguss 79, E. Centrum, Verschiebung 69, 71 f., 75, E. Spalte, s. Ruptur. E. Gesteine 210 f., falsche Schichtung 354, 568, Übergänge 357, Übergänge in Sediment 349, 355, eruptive Sedimente 298, submarine E. 52, 59, E. Ursachen 200—209. E. Änderung, Ende 54, 365, s. Massenerguss, intrus. E. Genesis, Beweise 289, 303, Genesis u. Textur 375, 380, Alter, s. Lava, Granit. E. u. Massenbewegung 439, Faltung, 477, Senkungsfeld 617, 721, 723 f., 817, 822, 832, E. und Starrheit d. Erde 195 f., E., Temperatur-Verlust u. Contraction 825, s. Erdbeben.

Erweichung, magnetisch 86, E. und Verschweissung d. Massenergüsse 744, s. Contact.

Erzgebirg 97, Massif, Neudeck 146, Altenberg, Zinnwald 106, 148, 278, 765, Spaltsystem 612, 766, Grabenbrüche 720, 765 f., 775.

Etna, Ströme 29, Erupt. 42, 46, Ruptur 50, 53, Verschiebung. Bruchtal 72.

Enganeen, s. Vulk. Padua.

Digitized by Google

Exhalation 17, 19, 174, 265, Blocklava 242, Jorullo 122, Island 126, Contact 265 f., 556.
Existenz, organische 310, E. grenzen, Facies 318, 322, E. grenzen d. Minerale 214 f., 222, 414, E. Bedingung, Magma 568, Füllung der Spalte 616.
Expansion, s. Tension.
Experiment, Massenerguss, Structur 88, 151, 153 f., 542, Klüftung 576, 610, Deformation 435, 407 f., Faltung 464, 466, 468, 484, Deformation von Gyps, Kalk 444, Vicarirende Verquickung v. Massenergüssen 750.
Explosion, s. Erupt, Krater. Geysir 128, Meadow Creek. Massenerguss 99, E. Wasser und Magma 183, 190, s. Dissociation.
Exsudat, s. Secret.

Facies, Eruptiv-F., Granit. Lava 211, 334 f., 368—371, s. Druck. Magma, Übergang. Sedimentäre F. 310. Existenz-Bedingungen, organ. 318 f., Korallen 311 f., 318 f., 362, F. Mächtigkeit 323, Strand F. 329, Tief-F. 328, 341, bathygen, Emersion 343, 380 f., krystallin, metamorf 333, 602 f., tuffogene F. 316, 343, 555, 560. Schlammquell 127, 315 f., 329, 380, Vicar. Facies 133 f., 143 f., 161, 315, 321, 534, Vicar. F. und Massenbewegung 395 f., 409, 412. Facies-Wechsel 322, 380 f., Vicar. Erupt. Sediment 133 f., 143, 162, 380, 504, 530, 549, 552, Predazzo 737, 752, Übergang. Erupt. Sedim. 353, 357, Kreide-Facies Sachsen 766, Senkung und Facies 720 f., Füllung d. Senkungsfelder 721 f., 726, 789, 794.
Fächer, Massif 518, 522 f., s. intrus. Überschiebung.
Faltung, Deform. 209, 440 f., 464 f., 595, 602, 607, Apallach. 463, 794, Jura 472, Erzgebirg 766, convex 473, seichte Massenbewegung 476, 617, Ursachen 475, F. u. Erupt. 477, Intrusion 479, F. Discordanz 488, Metamorf 479, 558, Deform. durchsetzender Glieder 492, Faltung zwischen Massifs 546 f., 550, F. u. Relief 493, Faltung u. Beben 632, F., Bruchfeld, Gebirgsbildung 785, 789—791, 824, 826, Hebung 821, 828 f.
Fauna, s. Exist. Facies, Organ.
Feldspat, Magma 210, F. Reihe 217. Genesis 222, 297. geschmolzen 256, Contact 274.
Festigkeit (Gesteine) 90, 140 f., 401. 428, 448, 452, 579, F. und Beben 637, 640 f., 650, 667.
Fjord, Grabenbruch, s. Island 125. Norwegen 611, 616, 715.
Flankenstrom 142, 161, 504, 509. 528 f., 608, Predazzo 739, 744. 753, s. Erupt., Lava, Massenerguss.
Flexur und Verwerfung 412, 446. 471, 617, Senkungsfeld 722, 731. 782 f.
Flüssig, s. liquid, plastisch. Flüss. Einschluss. Bathygenes Magma 248, 263, 362 f., Predazzo 749.
Fluctuation, Schliere 80, 103, 147. 293.
Fluss-Sedimente, Facies 314 f., 328.
Flut, Magma 55, 194, Mond. Beben 697 f., 705.
Flysch 329.
Formation, Facies 309 f., 328 f.
Fossil, s. Exist., Facies, Organ.
Fragment im Gang, im Hangenden 137, 291 f., s. Brezzie.
Fumarolen, eruptive F. 172. s. Exhalation, Spratzen.

Gabbro, Chemie 210, 215—220, Erstarren 264, terziär 371—376, Über-

Digitized by Google

gänge 368, Elba 378, Massifs 549, mechan. metamorf 560.

Gang, Lava-G. 36, 41, 57, 105, Zusammenhang mit Erguss 40, 79, 98, 106, 119, Predazzo 744—746, Radial-G. 42—50, 59 f., 69, 74 f., 98, Bewegung der Lava im G. 48 f, 83, 87, Schlierengang 100, 151, G. Contact 273 f., Eruptions-Gang 30, 50 f., 76, 120, 143, E.-G. u. Massif 162, 506, Form, Dimension d. Gänge 48, 55 f., 120, 588, 592, G. Inhalt 56 f., 101—105, 290, 593, 598 f., Gangtonschiefer 331, Alter und Fülle 592, 613 f., G. Deformation 492, Orientirung, Parallelismus 53, 57, diagonal 154, Diagnose verborgener G. 156 f., Lagergang 466, 496 f., Erupt.-G., Klausen 765, Zinnwald 769, s. Apofyse, Ruptur.

Gare, Schliere, Plattung 89.

Gas, Erupt. 19, Exhalation 126, 284, G. und Flüss. Schlieren 191, Poren 211, 364, Ausscheidung 258, 262, s. Erstarren, Exhal., Spratzen.

Gebirg, Relief u. Festigkeit 454 f., Streichen 473, 612, Emersion und Faltung 486, Bruchrand u. Beben 676, Gebirgs-Typen 784, 786, Unsymmetrischer Bau 787, 789, Gebirgsbildung, marin. Senkungsfeld 824, 832, Hebung 833, s. Faltung, Ruptur.

Gehänge, Bruch 77, 574, s. Böschung.

Genesis, s. Magma, Massif, Metamorf, Mineral. etc.

Geschwindigkeit, s. Ejecte 17—20, Lavastrom 9, 25, 43, 110, Bergsturz 394, Beben u. a. geol. Bewegungen 629, 635 f., 656, 660, 666 f.

Gestein, Erupt. 211, krystallin 331, Cämentation 401, Festigkeit 429, Deform. 447. s. Facies. Lava. Magna, metamorf, Granit, Kalk, Schiefer etc.

Glacial, Sierra 544, Jordan 714, gl. Belastung u. Deformation der Erdkruste 829, Tal, Fjord 717, s. Eis.

Glas, Einschl., Erstarren 211, 239, 255 f., 276 f., Umlagerung, Deform. 249, 435, Contact. 274, Bruchsystem 610.

Gleichgewicht, Deformation 388, 395 f., 409 f., 442 f., 460 f., 480, 578, G. im Erdinneren 674, s. Ruptur etc.

Gleiten, Massenbewegung 78, 392, 409, 814, G. Blätter 103, Abgleiten der Sedim. v. Massifs 143, Randzone 152, Clivage 572 f., Gleitstriemen (Rupturen) 593, 597, 601, Gleit-Faltung 409, 596 f., 607, 710, Gl. und Beben 624, 652, 701, Gl. Faltung, Gebirgsbildung 790.

Glimmer 211, 216, 220.

Glut (feuchte), Magma 224, 282, 296, 302, 564, 568.

Gneiss, s. Schiefer.

Grabenbruch, Krakatau, 69, Papandajang 71 f., Böhmen 97, 601, Sierra 542, Thuner See 607, Norwegen 612, Sizilien 676, G. u. Tal 710 f., Facies 731, Zinnwald 774, Terrassen 812.

Granit, Chemie 210 f., 218 f., 222, G. Facies, Genesis 211, 305, 358, 363, wässrig 297. Flüss. Einschlüsse 180, 188, 364. Gr. Übergänge 334 f, 343, 359. 367 f., 381. Gr. geschmolzen 256. Erstarren 264. Gr. Tuff 350, 379, 551. Übergang in Kalk 356, 504 f., Übergang in Schiefer 567. Contact, metamorf 272 f., 281 f., 286 f., 560, s. Massif. Gr. junger 375 bis 383, 512, 521. Senkungsfelder 721, 731. Granit-Übergänge, Zinnwald 769, 772.

Digitized by Google

Granit-Geografie, Brünn 120, Massif, Karlsbad 146 f., Elba 158 f., Adamello 495, Elk 512, Henry 516, Mt. Blanc 517, Schlackenwald 524, Granulit, Sachsen 533, 560, Sierra Nevada 534, 540, Cornwall 608, Massifplato 547, Predazzo 737 f., Wasatch 776.
Gravitation und Relief 458. G. und Faltung 480, Rotation u. Gebirge 485, Gravit. u. Deformation 573, s. Deform., Faltung, Massenbewegung, plastisch, Ruptur. G. und Beben 696.
Größe, s. Krater, Gang, Ruptur etc.
Grundwasser u. Magma 213, G. und Massenbewegung 402, s. Wasser.

Häsion 399, 401, 436, H. u. Faltung 482, H. nnd Bruch 590, s. Lösung.
Harz 276, 283, 331, 449, 516, 529, 592.
Hawai, Vulk. 11, 25, 29, 37, 106, Seebeben 655.
Hebung, (Senkung, Emersion, Submersion), H. und Facies 310 f., 322 f., 343, H. und bathygenes Magma 382, H. und Discordanz 487. H. u. Deformation, Gebirgsbildung 463, 480, 483, 486, 578, 597, s. Massenbewegung. H. und Beben 635, Seebeben 661, 665, Hebungs-Krater 11, 60, 112, 373. H., Intrusion 60, 105, 373, 546, 555, s. Intrusion. Senkungsfelder 721 f., 730 f., H. u. Gebirgsbildung 785, 788, H. u. Faltung 475, 791, H. Schollen 794, H. u. Senkung, Compensation, Alterniren 794, H. in verschiedenen Gebieten 797 f., ruckweise H. 798, s. Terrassen. Plötzliche H. und S. 799 f., H. Neuseeland 803. H. Ursachen 805, H. Alluvium 815, H. im Inland 817, Resultate 818 f., Ursachen 819 f., H. und Senkung causaler Zusammenhang 831 f.

Senkung, Absitzen bei Vulk. 13, 78, 310, 317, 324, 407, 412 f., 600. S. u. Faltung 480, Rupturen 538, 589, S. u. Beben 635, 665, s. Ruptur, Senkungsfeld. Ausfüllung der Senkungsfelder 721, 726, 730 f., Facies-Contraste 732, S., Schlammeruption, Beben 801, Neu-Seeland 804, Nordsee 806, S. Beweise 808, s. Massenbewegung, S. u. magmatische Erweichung 822. S. u. Contraction 827.
Hekla 51, 124.
Henry Mts. 136.
Hohlräume 13, 140, 208. im Magma 26, 260, 264, 374, H. Ausfüllung 312, 453, 581, 583, 584, 588 f., 591, 613.
Horizont, s. Facies, Meer. Tiefe.
Hornblende, s. Amfibol.
Horst 472, 476, s. Scholle.
Hydatogen, s. Druck, Facies, Magma, Metamorf, Wasser.

Impregnation, Magma 54, 96, 185, 187, Mineralgenesis 211 f., 222 f., 230, 238, Habitus d. Lavaströme 241 f., Contact 284, bathygenes Magma 361, 368, Zerstäuben, Tuff 366, Glut (feuchte), Grundwasser und Beben 640.
Injection, Lava 32, 61, 101.
Indien, Beben 411, 624, 637, 649.
Interferenz, Beben 631, 636, 652.
interstitiell. Wachstum 428, 441.
Intrusiv, Aufquellen der Lava 60, explodirende Nachschübe 99, 120, i. Nachschübe 86, 88, 105, 143, 146, 154, 161. Anwachsen der Massifs 248, 380 f., 416, 522, 529. Experiment 152, 304, Genesis, Facies 341, 371, Randzone 368. Vicar. Verquickung von Massenergüssen, Predazzo 751, Nachschübe, Zinnwald 769, 773. Intrus.

Digitized by Google

Hebung 60, 105, 373, 546, 552, Massifplato 549, s. Hebungskrater, I. metamorf 277, 285, 555, 560, 568, intr. Sedimente 298, Discordanz, Lagergang 130, 135, 440, 597, 611, s. Apofyse, I. Hebung 819 f., I. Hypothese 822. Intrus. Faltung 479, 546. Intrus. Überschiebung 467, Adamello 495, 504, 510 f., Lake Sup. 514, Mt. Blanc 517, Sierra 534, 545, 552, 562, 602, s. Granit, Massif.

Island 17, 21, 26, 29, 46, 51, Beben 129.

Italien, s. Calabrien, Elba, Etna, Sizilien, Vesuv, Vulkan und Erdbeben-Geografie.

Japan, Vulk. 66, Beben 638, 643, Seebeben 656, 664, Bruchfeld und Beben 684, Beben-Häufigkeit 692, 696, convexer Bau 792.

Java 68, Gelungjung 20, Krakatau 17, 20, 29, 67, 658, Papandajang 53, 71, Vulkane 793.

Jordan 713.

Jorullo 51, 121, 373.

Judicaren, s. Adamello u. 689 f.

Jura, Vulk. Padua 31, 133, Disloc. und Erupt. N.-Amerika 116, Elba 159, Granit 371, 376, 381, J. (Gebirge) 472 f, Senkungsfeld 687, Mt. Blanc, Überschiebung 517, 520, Sierra Nevada, Überschiebung 545, Alpen 729, 833.

Kalk, Vulk. Padua 31, Elba 158, K. u. Exhalation 268, Massif-Contact, metamorf 274, 279, 283, 300, 376, 419, 506, 516, intrusiv 298, 439, Facies 310 f., 318 f., 327 f., 333, 343, Überg. in Erupt.-Gestein 356, 504, Höhlen 585, K. u. Sandstein-Facies, Kreide, Sachsen 766.

Karpaten 115, 490, 775, 792.

Karst 585.

Kastenbruch, s. Senkungsfeld.

Kataklas 350, s. Brezzie, Clivage, Deformation, Zertrümmerung.

Kaukasus, Massenvulk. 107.

Kesseltal 39, s. Krater. Dolinen, Karst 585.

kieselreich, s. Magma.

Kilauea 10, 108.

klastisch, s. Brezzie, Deform. Kataklas. Ruptur.

Klausen 283.

Klüftung, Abkühlung 90, 271, 399, 537, 543, 582, K. Winkel 374, 600, s. Böschung, Ruptur. Clivage, Schieferung 358, 489, 570, 573, 580, in Massifs 515 f, 526, s. Fächer.

Kohle im Magma 229, 232, K. Süß-Facies 310, 316 f. K. u. Massenbewegung 410, 413, intrus. 439, metamorf u. Faltung 558, Brüche 589.

Kohlensäure im Magma, Exhal. 129, 229, 266, 300, 365, Absorption 165, 187 f.

Kohlenwasserstoff im Magma 229.

Korallenriff 311 f., 318 f., 329, 362, 799, 817.

Kosmisch. Spratzen 191 f, Gravitation und Deformation 193, 833, 462, Discordanz 488, Beben 632, 693–704, s. Erde, Mond.

Krakatau 17, 20, 29, 67, Beben 658.

Krater (Atrio, Maare, Wall), Bruchkrater 5—15, röm. Vulk. 15, 39, 49, 71, Vesuv 7, 38, Krakatau 69, Etna 73, Hawai 108, Kraterkuppe 39, Hebungs-K. 11, 60, 112, 373, s. Vulkan-Geografie.

Kreide, Vulk. Padua 31 f., 65 f., 131, Basalt, Indien 105, Erupt. N.-Amerika 116 f., Wechsellagerung mit Ergüssen 134, 136, Granit Elba 158, 378, Armenien, Massenergüsse 372, junger Granit 376, 512, 521, Faltung des Jura 521, Facies, Sachsen 766, Wasatch 777.

Digitized by Google

Kruste, s. Erdkruste, Erstarren, Lava, Massif.
Krystall, Genesis 233, 240, 248, 255 f., 277, 279 f., 287, 297, 333, 355, 417 f., 441, 568, 598.
Küste und Relief 782, 784, 805, 809, 816, Küstengestaltung, Barre (Lido). Haff (Lagune) 805, 816, Küstenstufe, Terrasse 807, s. marin. Senkungsfeld.
Kultur, Bergschlipf 391 f., 396 f., s. Erdbeben, Erosion, Ruptur, Vulk.
Kuppe, Quellkuppe, 3, 79, 88, 96 f., 113, Erosions-K. 31, 33 f., 113, 367. Kraterkuppe 39, 113. K. und Massenerguss s. Massen. Massifkuppe 304, 533, 542. Intrusivkuppe mit Bankung, Zinnwald 769.

Lager 3, 31, 129 f., 130, 136, 138, 140, 145, s. Massenerguss. Lagergang 466, 496, 597, 600.
Lava, L. Strom, Vesuv 7 f., Schnelligkeit 9, 25, 43, 110, 669, Höhlen 26, Stromstirn 27, 38, Erstarren, Oberfläche 27, 263, Blocklava 27, 242, Verteilung der Ströme 38 f., Stromform 27, 80, 337, L. Menge 24, 28, 44, 56, 109, L. Nivo im Krater 110, L. in alten Formationen 129, 375, 380, Wechsellagerung 129, Deckensystem 369, Zusammenhang mit Gang 40 f., Bewegung der Lava im Gang 48, 53, 83, 87, s. Massenerguss, Struktur-Elemente, L. Facies 211 f., 241, 305, 334, 361 f. Erstarren, Contract 257, 263, Contact, metamorf 272 f., 569.
Leben, s. Existenz.
Lima, Beben 625 f., 683.
Liquid, Impregnation und Magma 241, 246, 249, Stromform 27, 64, 80, Schlieren 82, 87, plast. Magma 191, 195, 200, Erstarren 239, 253, 284, feuchte Glut 361, 368, s. Absorption, Erstarren, Lösung, Secret.
Lissabon, Beben 626, 637 f., 655.
Löss, 312, 314, 401.
Lösung, Impregn. Magma 223, 240, 246, Mineralgenesis 234, 600, Mutterlauge 246, Umlagerung 252, Deformation 422, 445.
Losung (Kluft) 573.

Maare, s. Krater.
Magma, Liquidität, Stromform 27, 64, 80, 82, 87, 191, 195, 200, Absorption, Spratzen 174, 179, 180, 191, 192, starres M. eruptionsfähig 196—200, Erweichung 86, s. Erstarren, Exsudat, Secret. M. und Ruptur der Erdkruste 200, Centralglut 204, Gastension 209, Element. Association 210 f., 227, 246. Bathygenes Magma, Druck 223, 240, 247, 358 f., 363, 368, Erstarren 242 f., Umlagerung 249, Contact 272—278, 284 f. Beweise für erupt. Genesis 289, 305 f. M. Facies 335, 339, 354. M. Entmischung, Übergänge 82, 87, 100, 367 f. Basisches und kieselreiches Magma, Chemie 210—220, erste Ausscheidung 245, Erstarren 254, 257, 281 f., Succession 340, 743, 751, Schlieren und Erupt. 366, Massifbildung 547 f., magmatische Erweichung in Folge von Senkung 822.
Marine Facies 310—316, s. Senkungsfeld 720 f., 726, 791 f., 824, 832 f., s. Terrasse 807.
Marmor, s. Kalk, Contact.
Masse, s. Tuff, Lavastrom etc.
Massenbewegung, Absitzen, Gleiten 13, 78, 375, s. Massifs 103, 439. M., Deformation, Erdkruste 311 bis 317, 387—398, 407 f., 414 f.,

Digitized by Google

Gleitfaltung 484, s. Faltung, Discordanz 491, vicariren 617. M. und Beben 410 f., 623, 632, 639, 641 f., 652, 672, 701, s. Faltung, Ruptur, Zerrüttung. M. im Erdkörper 462, 674. M., Hebung und Senkung 814 f., 820.

Massenerguss, Struktur, 3, 79, 88, 98, 100, 104. M. und Tuff 114, 120 f, explodirende Nachschübe 99, 120 f., Tektonik 105 f., Massenvulk., centrale Anordnung 104, 107, 113, 120, 137, 159, s. Kuppe, Massif. M. und Vulkan 369, 372. M. Genesis 303, 548. M. Zusammenhang mit Gang 119 f., Flankenströme 142, 161, 509, 528, 530, 608, 739, 744, 753, Reconstruction 92 f., 98 f. M. und Senkungsfeld 736, 788, 793. M. und Gebirgsbildung 785. M., Geografie: Santorin 60, Meadow Creek 99, Methana 107, Karpaten 115, N.-Amerika 116 f., Jorullo 121, La Platte 133, Henry Mts. 136, Armenien 372. Predazzo: einseitiger M. 741, Zusammenhang von Gang und Flankenstrom 744 f., Verschweissung 744, 748, rückenförmig 753. M. im Kastenbruch von Klausen 761, 765, Grabenbruch von Zinnwald 765, 771.

Massif (Stock), Genesis 138, 142 f., 149, 303, 548, Karlsbad 146, Elba 158, Adamello 495, Elk 512, Harz 516, Mt. Blanc 517, Granulit 533, Experiment 151, ellipt. Gestalt 153, Masse 143, Intrusiv-Kuppe 148, 533, 551, reihenförmig 154. M. Rücken 157, Verschmelzen, Massifplato Karlsbad 153, Sierra 541, 547, M. Mulde Schlackenwald 524, Randzone 368, M. und Sedimente 156 f., Flankenergüsse 142, 161, 509, 528 f., Massif Abgleiten der Sedimente, Faltung, Überschiebung 143, 422, 475, 546, s. intrusiv. M. Contact und Discordanz 132, 134, 139, 143, 271, 277, 281, 284, 286, 490. M. und Senkungsfeld 374, 543, 721, 731. M. Erosion, Relief 501, 507, 530. 542, elliptische M. Kuppe 769. M.-Gebirge 785, Massif-Hebung 821 f.

Mauna Loa, 11, 25, 39.

Mechanisch, s. metamorf. Ursache der Erupt. 207, s. Deform. Faltung, plastische Ruptur, Tension. Zertrümmerung.

Meer Salz, Facies 318, s. Senkungsfeld, Erupt., Seebeben, Abrasion, Erosion. Todtes M. 714, Änderung des Nivos 819 f., 834, Nivo, s. Hebung.

Metamorf, wässrig, krystallin 277. 333, 354, 399, 424 f., 438, 441. 553, 564, 567. Tuffe 350 f., Alter der Gesteine 282, Sedimente und Massifs 547 f., schichtweise M. 561, primär und secundär 563. regional 556, mechanische M. 272. 358, 442, 479, 532, 558. 581.

Meteorit. Chemie. Mineral.-Assoc. 215, 225 f., 238.

Mineral. Genesis, Erstarren, wässrig 233, 282, 290, 295, Clivage 581. Übergänge 335, 337, M. Fülle der Gänge 597, 616, s. erupt. Existenz. Magma, Ruptur, Amfibol, Feldspat, Pyroxen, Quarz.

Molekular, s. Deform. Genesis. Krystall, Umlagerung.

Mond und Magma 55, M. und Gestalt der Erde 193, 195, M. Spratzen, Krater 192, 261, Relief 458. M. und Gebirgsbildung 834.

Mt. Capanna 381, Mt. Blanc 517. Mt. Nuovo 21.

Mulde, s. Faltung, Massif, intrusiv.

Mull 62, 369.

Mure, Schlammstrom 388.

Digitized by Google

Mutterlauge 239, 245, 251, s. Erstarren.

Nachsacken, s. Erstarren 261 f.
Nachschub und Explosion 99, 120 f., Trachyt und Obsidian 241, s. intrusiv.
Neapel, s. Erdbeben, Vulk.
Neptun, Genesis, s. Krystall, metamorf, wässrig.
Neuseeland, Thermen 127, Beben 626, 656 f., Hebung, Senkung 804.
Nevada, s. Massenerguss.
Nicaragua 17, 22, 67.
Nivo der Lava 110 f., s. Hebung, Bruch, Senkungsfeld.
Norwegen, Massif 376, 546, Spaltsysteme 611 f., 616. Grabenbrüche und Seen 715, Hebung, Terrassen 796 f., 808.

Obsidian 27, 242, 544.
Ocean, s. Meer.
Olivin 210, 215, 223, 232.
Orientirung, Streichen, reihenförmige Massenergüsse 99, 512, s. Vulkan, convexe Rupturen, Gebirge 478, 791—793. O., Variation der Clivage, Klüfte 580, 582, 596, Spaltsysteme, s. Ruptur. O., Ruptur und Beben 648, 664, 671, 675, 680 f. O. der Seismometer 645, O. der Eruptiv-Kuppen, Eruptiv-Gang, Altenberg, Zinnwald 769, 774.
Organisch 187, 310—319, 327 f., s. Facies und Senkungsfelder 721, 726, 732.
Orthoklas, s. Feldspat.

Paläozoisch, Lava, Tuff 345, Erupt. 376, Faltung 468, 477, Adamello 495, 510, metamorf 555, 558, 562, Erzgebirg 766, Wasatch 776, Senkungsfeld 832.
Palma 11, 369.
Papandajang 53, 71.
Peru, Chile Vulk., 6, 21, 67, 608. s. Erdbeben-Geografie.
Petrograf, s. erupt. Gestein.
Plagioklas 210 f., 224.
Plastisch, Deform. 195, 200, Magma 380, Deform. 415, 425, 434, 442 f. Arten der Pl. 445. Pl. Grenze 449, Faltung 463 f., 482. Pl. Deform. der Gänge 492. Pl. und Beben 631 f., s. Flexur.
Plattung, Erupt. 80, 93, 446, Karlsbad 132, 136, Elba 157 f. P. und Schichtung 294, 354, 373, Adamello 495, 500 f., Sierra 541, Predazzo 738 f., Klausen 764, Zinnwald 769, Wasatch 777.
Porfyr, Stromform 106, Altenberg 106, Tharand 14, 112, Henry Mts. 136. P. Facies 156. P. Textur, Genesis 211 f., 363. P. Facies. Granit 276, 335, P., s. Kreide 372. Tuff 346, 348. P. Gänge 161, 606. Alter 615, Übergänge 370, 381. Predazzo, Übergänge 737 f., 741. 744. P. Erzgebirg 766, 768.
Poros, Erstarren 264, P. u. Wärmeleitung 269 f., s. Absorpt., Erstarren.
Predazzo 362, 736 f., Überblick 753 f., 760.
Pseudomorf, s. Krystall, Umlagerung.
Pulsation, Beben 633 f.
Puy, s. Kuppe, Vulkan.
Pyroxen, Magma 210 f., Reihe 214, Genesis 222 f., Assoc. 224, geschmolzen 256, Contact 280.

Quarz, Eruptivgestein 210 f., Assoc. 224, letzte Ausscheidung 235, 245, geschmolzen 255, Contact 280, Überschmelzung 301, Deformation 444, 559. Q. Lagergang 598 f., zinnführende Q.-Lager, Zinnwald 770.

Digitized by Google

Quer, s. Erdbeben, Orientirung, Ruptur.
Quelle, Einfluss der Beben 129, 623, 691. Schlammquell-Facies 127, 315, 327, 388, 724, 801. Quellkuppe, s. Massif.
Quito, s. Erdbeben und Vulkan-Geografie.

Radial-Kegel, s. Krater, vulk. Spalte, Gang, Ruptur.
Randzone der Massifs 152, 368.
Reconstruction, s. Struktur, Tektonik.
Reibung der Lava 48, 53, 83, 87, des Wassers 183, Deformation 441, s. Brezzie, Zertrümmerung.
Reihe, s. Orientirung, Ruptur, Vulkan, Massen.
Reihenfolge der Rupturen 609. R. der Erupt. 340, 743, 751.
Relief und Tektonik, Island 125, Massif, Elba 153, 160. R. u. Facies 313, 320. Alpen, Disloc. 684. R., Hebung, Senkungsfelder, Gebirgstypen 786, 790, 796, s. Vulk. Padua, Erosion. R., Festigkeit 540, 551. R. und Gravitation 458. R. der Erde, Deform. 460. R.-Modell 469. R. und Faltung 493. R. und Ruptur 539, 604, 612—619. R. der Massifs 501, 507. R. und Beben 642. Relief, Meeresboden und Seebeben 663, 665, Grabenbruch 709 f., 717 f., Meeresboden 781, 784. R. Einstürze, Erosion 820 f.
Rheintal, Rupturen und Beben 637, 689, Facies 729.
Rhön, Kuppenreihe 99.
Richtung, s. Orientirung.
Rigid, s. starr.
Ringbruch, s. Bruch, Krater.
Riobamba 625 f., 683.
Riss, s. Ruptur.
Römische Vulk. 11, 14, 679.
Rotation, s. Deform., Gravitation.
Ruptur, Gehängebruch 77, Massenbewegung 392, 410 f., 415, Spaltbildung 365, 366, 465, 477, 573, Zersplitterung 610, 618, Gleitfläche 415, 593, 618, Verwerfung 619. R. u. Flexur 471, Schleppung 594, 601, 619, Überschiebung 469, Zerrkluft 583, Kataklas, klastisch 559 f., s. Clivage. Ursache der R. 792, s. Tension. R. Dauer 683, 698. R. Deformation 428, 439, 444 f., s. plastisch. Einstürze, Gangfülle, Wasser in Spalten 182, Secret 253, Weichspalte 100, Lagergang 140. R. und Einsturz, Fülle 266, 584 f., 593, 596, 719 f., 821, Schlammquell-Facies 127, 315 f., 329 f., 332, 388, 724. R. Dimension 55, 581 f., 593 f., 613, 617, Tiefe und Beben 631, 649 f., 703, Verengung 182. R. und Eruption 30, 50 f., 57, 65, 106, 200 f., 452, Radialgang 39, 42 f., 49 f., Zusammenhang mit Erguss, 119 f., Häufigkeit d. Rupturen, Beben 695. Spaltsysteme (Längs-Quer) 103, 469, 473 f., 583, 595 f., 616 f. Parallel 53, 582. Diagonal 154. Vicar. und repart. 617. Diagnose verborgener R. 156, 159. Rupturzonen, Spaltsysteme und Beben 700. R. Systeme und Täler 710, 719, regional. Facieswechsel 727, Grabenbruch 69 f., 542, 607, 612, 676, 710, 719, Erzgebirg 766, Klausen 761. Bruchfelder, Grundschollen und Randschollen 763, R. Combination von Rupturen, Bruchfelder 775, Horstbrüche, Stufenplato 776 R., concave 779, 791. R. Gebirgsbildung 785, 789. R. und Contraction d. Erde 824 f. R. in Folge ungleicher Belastung 828.
Ruptur-Systeme, Alpen 688—691. Adamello 495. W.-Amerika 778 f.

Digitized by Google

Apallach 467. China 616. Cornwall 607. N.-Deutschland 718. Eifel 5. Elba 379. Etna 50, 53, 72, 75. Harz 517. Hawai 112. Indische Inseln 612. Jura 473. Karpaten 115. Klausen 761. Krakatau 69. Norwegen 607, 715. Römische Vulk. 15, 679. Sachsen, Granulit 534, Erzgebirg 153, 766. Sierra 536, 544, 598. Toskana 612.

Ruptur, Alter, todte Spalten 614, relatives Alter 607, 612, junge, active R. siehe „Erdbeben".

Ruptur und Relief, subterr. Erosion 313. R. Einsturz 585. R. Tal 542, 616, 788. R. See 496, s. Bruch, Krater.

Sand, Sandstein 158, 310 f., 329 f., 372, 379, 503, 541, 554. Facies, Erzgebirg 766.

Santorin 10, 59, 121.

Schicht, s. Sediment.

Schiefer und Granit, Erzgebirg 155, Elba 158. Sch. und Gänge 298, 331. Sch. Facies 328 f., tuffogen 347 f., Überg. in erupt. Gestein 356, Adamello 511, Mt. Blanc 519, intrusiv 439, Berner Oberland, Fächer 515, 528, Schollen 531, Sierra Nevada 540, Schlackenwald 551, Contact 279, 283, metamorf 554 f., Genesis 552, 564, Cornwall 608, Klausen 761, Erzgebirg 766.

Schlackenwald 524, 551.

Schlammquell (Facies) 127, 315 f., 329, 388, 724, 801.

Schlammstrom 21, 387.

Schleppung, s. Ruptur.

Schliere, Plattung 56, 80 f., 86, 93 f., 293, 498. Sch. u, Einschluss 85 f., 89, 101, tektonische Bedeutung 87, 157, Umformung 89, Impregnation 96. Sch.-Gang, Weichgang 100, Predazzo 741, 745. Sch. Blatt 151. Sch. u. Eruption 202, 306, 366. Sch. Erstarren 239. Sch. Erde, Deformation 463, Discordanz 524, Granit Zinnwald 770.

Schmelzen, Erstarren, Umlagerung 191, 197, 233, Liquida 252, Überschmelzung 258.

Schnell, s. Geschwindigkeit.

Scholle, Lava 26, Brezzie, Discordanz 489, Sediment und Massif 531. Sch. der Erdkruste 617, s. Horst. Sch. u. Seebeben 661, Beben 700, 709. Sch. u. Senkungsfeld 720, Randschollen und Grundschollen der Senkungsfelder 763, 774, 778, 781. Sch. der Erdkruste, Ruptur, Hebung, Senkung 792, 794 f., 804, 812, 826 f.

Schweiz, s. die Localitäten, Alpen, Erdbeben-Geografie.

Schwefel, Exhal. 126, 268. Spratzen 173, im Magma 229 f.

Schwingung, s. Erdbeben.

Secret 87, 101, 253, 285 f., 499.

Sediment, s. Facies 312 f., 323 f., 721, 807 f., Massige Gesteine, Übergang in S. 349, 354, tuffogen 346. geschichteter Granit 294, 565. Massenbewegung 408 f., S. und Massif 503, 529 f., 546 f., 555, S. u. Senkungsfelder 789, s. Contact. Deform., Faltung, plast. Ruptur.

See, Genesis, Faltung 494, S. Verwerfung 538, 616, 710, s. Facies, Jordan 714, Norwegen 715, Senkungsfeld 720, 780, 785, Terrassen 809.

Seebeben 68, 653 f., 655—664, 803 f.

Seiches 666.

Seismometer 634, 643.

Seitendruck, s. Contraction, Druck. Faltung.

Senkung, s. „Hebung".

Senkungsfeld, Bruchkrater 10 f., 39, 49, 58 f., S. d. Vulkane 21 f., 61 f., Krakatau 67 f., 108, Papanda-

Digitized by Google

jang 71, Etna 72, Vulk. Padua 77, S. u. Massenerguss 154 f., 321, 372, 543, 617, 736, Erzgebirg 97, Island 125, Karlsbad 154, Elba 160, Predazzo 362, 754, Klausen 761. S. im erstarr. Magma 260, 263. S. u. Contraction 265. S. Korallenfacies 321, Jura 471, 687, Adamello 502 f., Sierra 537, 543. S. Alpen 618, 690, 729, 788, 816, China 519, Italien 679 f., Japan 684, s. Schlammquell-Facies. Grabenbruch 709 f., 731 f., Typen 719, Füllung der S. 720 f., Kastenbruch u. Salzstock 725, Verödung 726, Predazzo 737 f., Tektonik 752, Utah, Oregon 776, Peking 778. S. marine 781, 785, 791–795. S. Ausfüllung, Facies 782, 789. S. Tension in der Erdkruste 791, marine S. u. Gebirgsbildung 824, 832 f. S. u. Eruption 817, 821.

Serpentin, Mineral-Assoc. 224, Tuff, Schiefer 347, metamorf 560, 569.

Sierra Nevada 64, 534, 598, 619, Beben 540 f., 638, 649, 656.

Sizilien 62 f., Bruchfeld 679, s. Erdbeben, Etna.

Somma, s. Vesuv.

Sonne, s. Kosmisch.

Spalt, s. Ruptur.

Spannung, s. Tension.

Spratzen, Silber, Lava etc. 13, 116, 122, 172 f., Jorullo, erupt. Fumarolen 122, 172, Erstarr., Weltkörper 191 f.

Starr, s. viscos. plastisch. Deform. d. Erde 195—200, 380, 435, 459, 533, 579, Umlagerung im st. 251, 416. 424, Vibration, Beben im st. 627 f., s. Erdbeben.

Stauung d. Schichten 140, 468 f., 474, s. Faltung.

Stock 145, 549, s. Massif., Stock- und Kastenbruch 723, 725, Granitapofysen, Zinnwald 770, 773.

Stoffwandlung, s. Contact, Erstarren, Metamorf.

Stoss, s. Erdbeben.

Strand, s. Facies, Küste, marin.

Strom, s. Lava, Massenerguss.

Stromboli 21, 54, 366, 525.

Strato, Vulkan 107, s. Massenerguss.

Streckung, s. Tension, Zug.

Streichen, s. Orientierung, Erdbeben, Falt. Gebirg, Ruptur.

Struktur-Elemente d. Eruptivmassen 80 f., 87, 100, 104, 138, Reconstruction d. Erupt. Massen 92 f., 98, 138, Experiment 151, discordante St. E. 491, 524, s. Granitmassif, Massif, metamorf 559, 570, Gänge 598, Gr. Massif, Zinnwald, 770, s. Clivage, Gang.

Submarin, Eruption 133, 142, s. Magma, Massenerguss. Discordanz 489, Dislocation und Beben 654.

Submersion, s. „Hebung".

Sumbava 21, 29.

Synklin u. Erupt. 208, s. Faltung. S. u. Beben 704.

Syenit 215 f., s. Granit, Massif.

Syrien, Beben 626, 682.

Tal, Faltung 494, Circus T. d. Massifs 497, 508 f., 530, Verwerfung T. 129, 538, 542, 616, 788 f., Grabenbruch 709, Alluvium, Terrasse 810.

Tektonik, Vulk. 30, 58, Massenerguss 79 f., 49, 105, s. Struktur-Elemente, Gänge und Tektonik 103, 125, s. Ruptur (Spaltsystem). Massifs u. Erupt. Gänge 153, 156, 498 f., 507, t. Gründe, für erupt. Genesis 303, t. Stabilität 366, T. u. erupt. Facies 367, 372, T. u. Beben 410, 669, Fächer, Überschiebung 520, 527.

Temperatur, Absorption 165 f., Schmelz-T., Flussmittel 175, 191, 197, 301 f., T.-Druck, starr 195 bis 200, Erstarren, Krystall-Genesis 233 f., 240, 249, 297, 302, 421,

Digitized by Google

Wärmeleitung 268, Contact, metamorf 273, 283 f., 286 f., 532, 566 f, erupt. Sedimente 299. Genesis des Magma 304. Facies 319, Deformation 417, 431, 436, 635, s. Eruption, Glut.
Teneriffa 10, 58.
Tension der Gase, Geysir 128, Magma 141, absorb. Gase 169, 179, Wasser in der Tiefe 181, 184, 188, Temperatur u. Druck 181, Gase in der Tiefe 200, 209, Beben 670.
Tension im Gestein. Ruptur 90 f., 200 f., 209, 407, 429 f., 465, 477, 581, 779, Beben 628 f., 632, 699, Ursache 265, 699, s. Deformation 451 f., Druck, T. u. Beben 701. Simult. Auslösung 703, T. Ruptur, Gebirgsbildung 791, 792, 825.
Terrasse, s. Hebung. Sierra Nevada 544, Jordan 714, Norwegen, England, Italien, Amerika etc. 797 bis 804, 809 f., T. Strandstufen 807, Inland T. 816, Ursachen 812.
Terziär, Vulk. Padua 32, Böhmen 97, Basalt 105, 340, Karpaten 115, Erupt. N.-Amerika 171 f., Granit, Elba 158, t. Granit 371, 376, 521. Faltung, Gebirgsbildung 474, 477, röm. Vulk. 14, Jordan 713, Alpen 730, 833, Erzgebirg 767, Hebung 798, 805, 823, Terrassen 811, Californien 828.
Textur der Erupt.-Gesteine 211 f, 234, 276, Übergänge 335, Alter der Gesteine 375—382, s. Druck, Struktur der Erupt.-Massen.
Therme, s. Quelle.
Thuner-See 688.
Tief, Erupt. Facies 358, 381, organ. Facies 311, 318 f., 324 f., s. Deform., Druck. T. Beben 631, 650.
Tirol, s. Adamello, Klausen, Predazzo etc.
Trachyt, Eifel 5, römische Vulk. 14, Stromform 27, 80, 106, Vulkan Padua 31, 62, schlierig 84, 89, Böhmen 98, s. Kuppe 367, Karpaten 115, N.-Amerika 117, Kreide T., La Platte, Henry Mts. 131 bis 137, geschmolzen 176, 256, Obsidian 212, 241, T. Chemie 210—222, Elk Mts. 513, Sierra 534, 544.
Transgression 328, 343. 491, 833.
Trapp, s. Basalt, Diabas, Diorit.
Tremor, Beben 631 f., 639 f., 705, Häufigkeit 695.
Trias, Massif, Elba 159, Facies 321, Adamello 376, 495 f., alte Rupturen 614, 689, Alpen 729, 832, Predazzo 736 f., 754.
Trümmer, s. Berg, Brezzie, Deform., Ruptur.
Tuff 3, 7, 16, Geschwind., Höhe 17, 67, T. Ströme 144, Böschung 401, Impregnation 366, Verbreitung, T. Menge 20 f., 29 f., T. Kegel 35, 45, 74, röm. Vulk. 15, Vulk. Padua 32, Jorullo 122, Island, T. und Massenergüsse 106, 114 f., 121, s. Granit-T., Tuff-Facies, tuffogene Sedimente 282 f., 316, 328, 343 f., 356, 366, 379, 503, 531, 551, 560, 565.

Übergang, Erupt.-Gesteine 85, 100. 150 f., 211—219, 226, Contact 287 f., hydatopyrogen 298, 335 f., 367. Ü. Granit-Lava 368 f., 381. Ü. Erupt.-Gesteine in Sedimente 349 f., 357, 552, 567, s. Facies. Schlieren, Textur. Granit-Porfyr, Predazzo 739, 744, 748, Diorit-Lava (Melafyr) 747, Granit-Porfyr Zinnwald 769—772.
Überschiebung, Deform. 533, 562, 465 f., 481, intrusive Ü. 489, 495, 504—512, 517.
Umformung, s. Deformation.
Umlagerung, s. Magma. Contact 233, 249, 297, 355, 417, s. Deformation 577.
Utah 778.

Digitized by Google

Valbove, s. Etna.
Valdivia, Beben 627, 655.
Verschiebung, Erupt. Centrum 69, 75, Schichtsystem 466, 469 f., 473, Ruptur, Verwerfung 581, 595 bis 602, Gleitstriemen 593 f., V. Richtung, Regeln, Projection und Erosions-V. 600 f., Thuner-See 607, Facies 727, s. Deform., Erdbeben, Faltung, Ruptur.
Verwerfung, vulkanische 46, 50 f., 70, 76 f., Tal 105, 129. V. und Änderung der Vulk. und Thermen 100, 129, V. Regeln 600 f., Alter der Gänge 615, Facies-Contraste 732, V. See 538, 616, 710, 780, V. Gebirg 786, V. Senkungsfeld 790, 794, V. Hebung, Beben 803, s. Hebung, Gang, Ruptur.
Verwitterung, s. Erosion.
Vesuv 7, 10, 23 f., 38 f., 49, 284.
Vicar., Moleküle 214 f., s. Facies.
viscos, s. Magma, plastisch, starr.
Volum, s. Erstarren, Lava, metamorf, Tuff.
Vulkan 6 f., Reihe, Gruppe 4, 52, Rücken 124. Tektonik 30, 58, Massenergüsse 107, 372, Ursachen 204, Genesis 303, Facies 341 f., Bruchfelder, Hebung, Senkung 10 f., 39, 58 f., 71, 76, 372 f., 781, 788, 793, V. und Beben 625, 671, 676, V. und Flexuren 783, V. und Gebirgsbildung 785, V. Senkungsfelder, Hebung 817, 820.
Vulkan-Geografie, N.-Amerika, Meadow Cr. 99, Decken und Massenergüsse 105, 116, Sierra 536, Jorullo 51, 121, 373. Central-Amerika, Anden 17, 22, 52, 67, Süd-Amerika 6, 21, 67, 114, 608. Armenien 372, Azoren 52, 368, Böhmen 51, 62, 96. Canar. Inseln, Palma. Fuerta. Teneriffa 10 f., 53, 114, 368 f., 785, Frankreich 12, 114. Italien, Etna 29, 42 f., 50, 72, V. Padua 31 f., 62, 106, 131, römische V. 10—15, Vesuv-Somma 7, 38, Java 68, Gelung. 20, Krakatau 17 f., 20, 29, 67, Papandajang 53, 71.

Wärme, s. Erstarren. Temperatur. Contact und Durchwärmung 142, 268, 527, W. Differenz, Ruptur 792, Abkühlung. Contraction 825 f.
Wandreibung, Wasser 183; Lava in Spalten 48, 53 f., 83 f., 200.
Wasatch 733, 778.
Wasser im Magma 180 - 187, 204, 230, 361, 368, Circulation 182, 271, 563, Contact, metamorf 275, 278, 284 f., 290, 295 f., 401, 438 f., 563 f., Spaltfülle 583, Facies 310 f. Massenbewegung, Deformation 397 - 410, 440, 480, Änderung bei Beben 623, 640, Beben u. Wellen 629, 659 f., 667, Verteilung auf der Erde 835, s. Deform., Druck, Liquid, Lösung.
Wasserstoff im Magma 190, 232, 265, Sonne 191.
Wechsellagerung, s. vicar. Facies, Schlieren.
Weitung, s. Hohl, Ruptur. Welle, s. Wasser, Erdbeben, Seebeben.
Weltkörper, Genesis, Erstarren 204, 265, Deformation 695, s. Mond.

Zeit, s. Dauer, Geschwind.
Zerfallen der erstarr. Lava 144.
Zersetzung, s. Exhal., Mineral, Neubildung.
Zersitzen, s. Massenbewegung.
Zerrung, s. Tension.
Zerrüttung, Zertrümmerung 137, 196, 208, 291 f., 350, 415 f., 452, 539, 559, 587, 596, Zerrüttung und Beben 637 f., 641, Trümmer in Gängen etc. 137 f., 291 f.
Zinnwald 106, 149, 278, Grabenbruch 765 f.
Zug, s. Circul., Tension.

Digitized by Google

Digitized by Google

Erklärung zu den Karten.

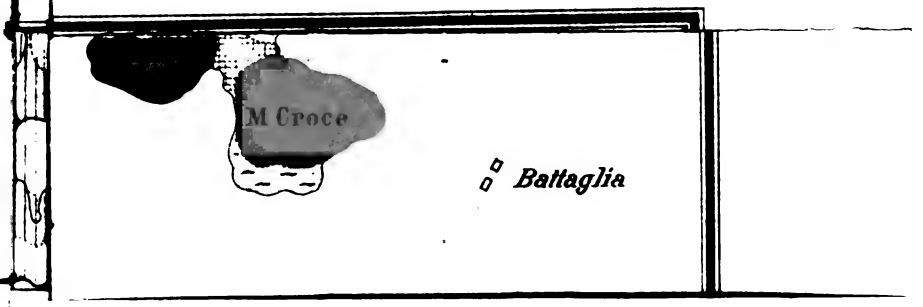
1. **Die Euganeen** (erloschener Vulkan von Padua). Verteilung der Tuffe, Ergüsse und Radialgänge. Vgl. Text pag. 31, 41, 62.

2. **Karst.** Dislocations-Weitungen verursachen Einbrüche; falls die Weitung nahe der Erdoberfläche liegt, bilden sich Bruchtrichter. Auch durch das, in die Spalten versickernde, Tagwasser werden Hohlräume (Sauglöcher) an der Erdoberfläche erzeugt. Die Bruchtrichter (Dolinen) des Karst sind z. T. mit Humus ausgefüllt und zeichnen sich demgemäss meist durch Kulturen aus. Vgl. Text pag. 584.

3. **Predazzo.** Ausfüllung des Senkungsfeldes durch die einseitigen Massenergüsse der **Malgola** und durch die symmetrischen Massenergüsse des Mulat. Die Isohypsen von 1500 und 2000 *m* sind als helle Bänder notirt; Talsohle = 1000 *m*. Vgl. Text pag. 736 f.

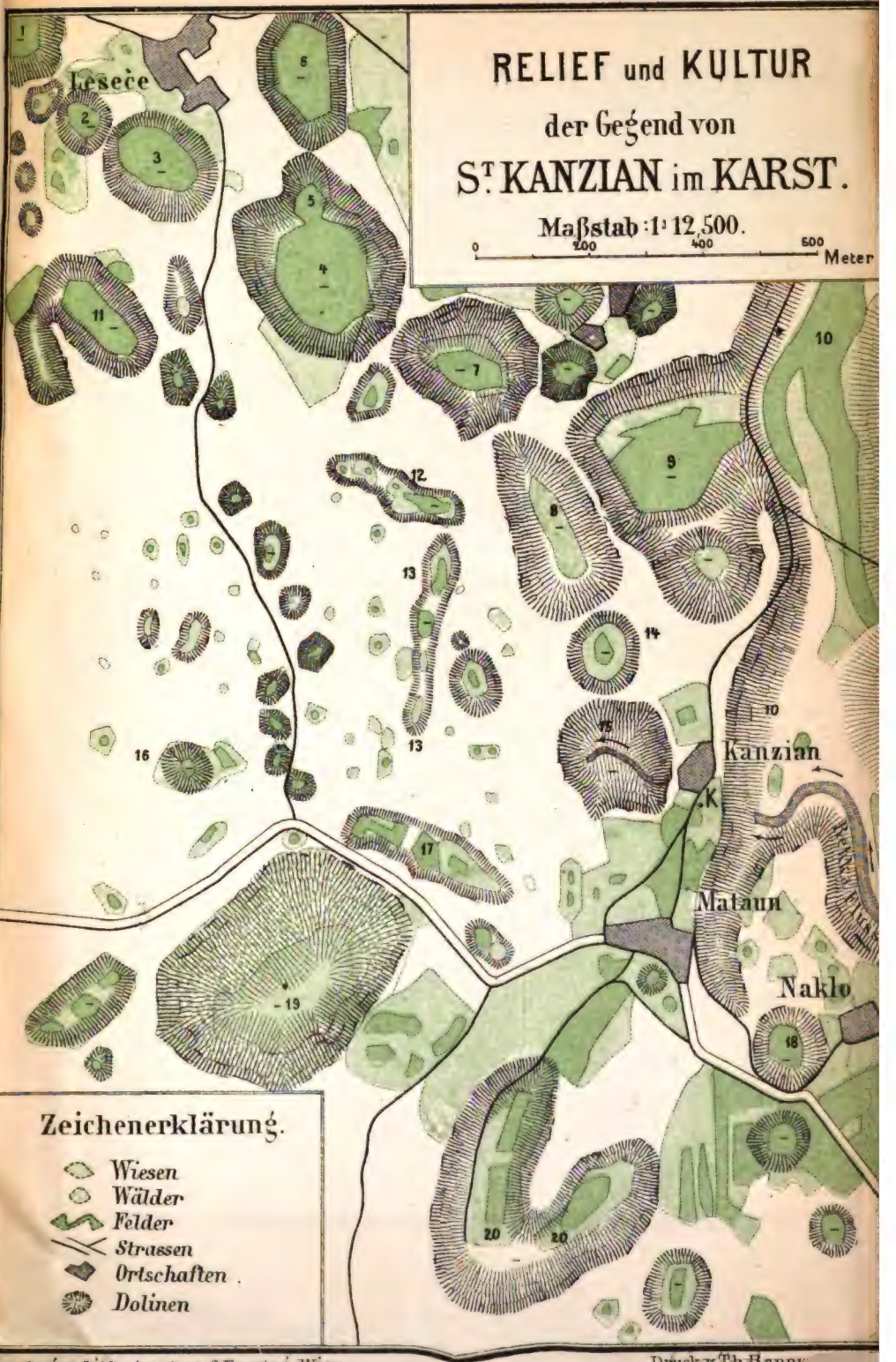
Digitized by Google

Digitized by Google



Digitized by Google

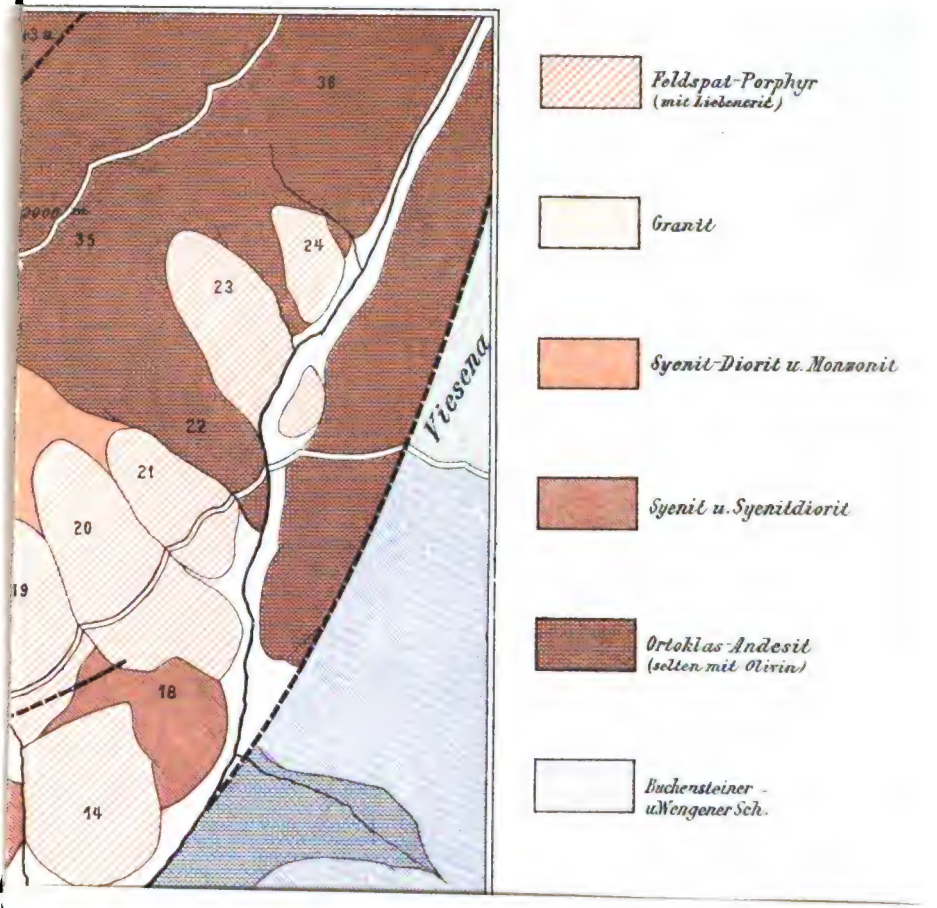
Digitized by Google



Kartogr. lith. Anst. v. G. Freytag, Wien.
Druck v. Th. Banny

Digitized by Google

Digitized by Google

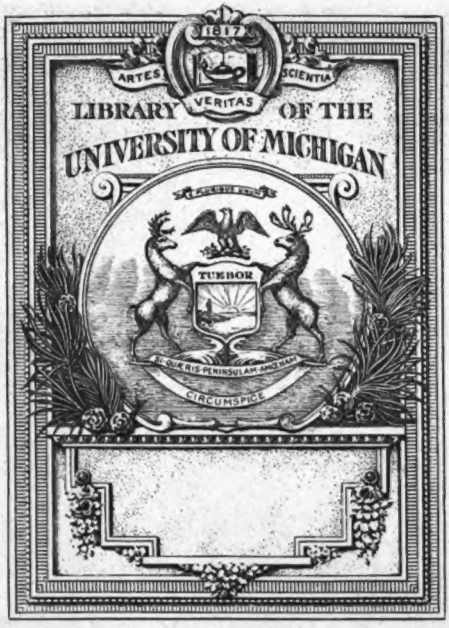


Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

UNIVERSITY OF MICHIGAN
3 9015 06957 4351



Digitized by Google